

ZUR GEOMORPHOLOGIE DES CALANCATALES

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

RENÉ SEIFFERT

AUS BINNINGEN

BUCHDRUCKEREI BOPP & CO. BASEL · 1960

1958
=

ZUR GEOMORPHOLOGIE DES CALANCATALES

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

RENÉ SEIFFERT

AUS BINNINGEN

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf
Antrag der Herren Professoren P. Vosseler und H. Annaheim.

Basel, den 18. November 1958

Kuno Meyer, Dekan.



Erscheint gleichzeitig als Heft 1 der
BASLER BEITRÄGE ZUR GEOGRAPHIE UND ETHNOLOGIE

ERGÄNZUNGSHEFT ZU

REGIO BASILIENSIS

HEFTE FÜR JURASSISCHE UND OBERRHEINISCHE LANDESKUNDE
CAHIERS DE GÉOGRAPHIE JURASSIENNE ET RHÉNANE

BASEL 1960

VORWORT

Die vorliegende Untersuchung entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Paul Vosseler, dem ich insbesondere für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit danke.

Mein Dank gilt aber auch allen andern, genannten und ungenannten Helfern, vor allem Herrn Prof. Dr. Hans Annaheim, ferner der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft für die wertvollen Anregungen, die ich an Tagungen und Exkursionen empfangen durfte.

Meine liebe Frau hat jederzeit tatkräftig mitgeholfen.

Die grosszügigen finanziellen Beiträge der Geographisch-Ethnologischen Gesellschaft Basel, der Gletschergartenstiftung Amrein-Troller, des Dissertationenfonds der Universität Basel und der Misoixer Kraftwerke AG. erlaubten es, meinen Anteil an den Druckkosten auf ein erträgliches Mass zu reduzieren.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT

A.	EINLEITUNG	1
I.	<i>Problemstellung</i>	1
II.	<i>Das Untersuchungsgebiet</i>	1
1.	Allgemeines	1
2.	Struktur und strukturbedingte Formen	2
3.	Klima und Hydrographie	4
4.	Bisherige morphologische Arbeiten	6
III.	<i>Zur Methode</i>	7
1.	Gang der Untersuchung	7
2.	Kartographische Grundlage	7
3.	Profile	8
4.	Morphologische Karten	9
B.	ÜBERSICHT ÜBER DIE FORMEN DES CALANCATALES	10
C.	JÜNGERE FORMENTWICKLUNG	11
I.	<i>Bergstürze</i>	11
1.	Die Masse von Valbella	12
2.	Der Bergsturz von Cauco	14
3.	Stürze am rechten Talhang zwischen Landarenca und Arvigo	15
II.	<i>Schluchten</i>	16
III.	<i>Alluvionen und Schwemmkegel</i>	17
IV.	<i>Glazialerosionsformen</i>	19
1.	Gletscherschliffe und -schrammen	19
2.	Schliffgrenze	20
3.	Rundhöcker	22
4.	Kare	22
5.	Riegel und Wannen	27
6.	Trogformen	27
7.	Stufenmündungen	30
V.	<i>Moränen</i>	32
1.	Wallmoränen	32
2.	Grundmoräne	33
D.	ALTANGELEGTE FORMEN	34
I.	<i>Formcharakter des Tales</i>	34
II.	<i>Diskussion der bisherigen Auffassungen</i>	35

III.	Rekonstruktion und Interpretation der Terrassenniveaus	40
1.	Zur Methode	40
2.	Die Niveaus	42
3.	Die Talbiegung bei Buseno	48
4.	Die Gefällsverhältnisse	49
E.	ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT ÜBER DIE MORPHOGENESE DES CALANCATALES	51
	LITERATURVERZEICHNIS	53
	Résumé	54
	TABELLEN	
	Tabelle 1 Karlste	23/24
	Tabelle 2 Kardichte	25
	Tabelle 3 Flächenbeziehungen	29
	Tabelle 4 Moränen des Hauptgletschers	33
	Tabelle 5 Gefällsverhältnisse	42
	Tabelle 6 Terrassensysteme	52
	FIGUREN	
	Figur 1 Tektonische Skizze	3
	Figur 2 Profilkonstruktion	8
	Figur 3 Klamm der Calancasca	17
	Figur 4 Schichtterrassen	36
	Figur 5 Pleistozäne Leisten	49
	Figur 6 Gipfelhöhen	} auf der Profiltafel in der Beilage
	Figur 7 Ausgewählte Querprofile	
	Figur 8 Längsprofil	
	PHOTOS	
	Photo 1 Blick talabwärts	2
	Photo 2 Talschluss	5
	Photo 3 Zerrspalten	11
	Photo 4 Valbella	12
	Photo 5 Unterlage der Masse von Valbella	13
	Photo 6 Cauco	15
	Photo 7 Calancasca-Mündungsstufe	16
	Photo 8 Klamm der Calancasca	18
	Photo 9 Nomnom-Schwemmkegel	18
	Photo 10 Landarenca	45
	Photo 11 Braggio	47
	Photo 12 Flachspornterrasse Giova-Prepianató	50
	BEILAGEN	
	1. Geomorphologische Grundkarte des Calancatales 1 : 25 000	
	2. Terrassenkarte des Calancatales 1 : 50 000	
	3. Profiltafel: Gipfelhöhen Ausgewählte Querprofile Längsprofil	

A. EINLEITUNG

I. PROBLEMSTELLUNG

Die heutigen Auffassungen von der Formengeschichte der Alpen müssen sich auf ein vergleichsweise noch sehr lückenhaftes Material stützen, verglichen nämlich mit der Fülle der noch im Schosse der Natur ruhenden unbeobachteten Tatsachen. Weite Gebiete der Alpen entbehren einer eingehenden Untersuchung und erst sporadisch liegen morphologische Kartierungen in grossem Maßstab vor. Es ist daher nicht zu verwundern, wenn viele und nicht die nebensächlichsten Fragen offen gelassen werden müssen, nur weil genügendes Beobachtungsmaterial fehlt. Wie jede andere naturwissenschaftliche Disziplin muss daher auch die Geomorphologie, will sie auf dem Wege der Erkenntnis fortschreiten, den Schatz ihres Beobachtungsmaterials immer wieder äufnen. Die vorliegende Untersuchung will in diesem Sinne nichts anderes sein als ein Beitrag zur geomorphologischen Detailaufnahme der Schweiz. Die relative Kleinheit des Untersuchungsgebietes lässt keine verallgemeinerungsfähigen Schlüsse erwarten; die zusammengetragenen Tatsachen mögen aber in Verbindung mit späterer eingehender Untersuchung der Nachbargebiete als tragfähiges Fundament für einen weiteren Schritt in der Erfassung der Formenwelt unserer Heimat dienen.

II. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

1. ALLGEMEINES

Die flächenhafte Ausdehnung des Calancatales (142 km²) erlaubt es noch einem einzelnen, das Gelände, soweit es überhaupt begehbar ist, ohne übermässigen Kraft- und Zeitaufwand eingehend zu erkunden. Da das Tal schon von verschiedenen Autoren mehr oder weniger kursorisch bearbeitet worden ist (siehe p. 6), lassen sich deren Auffassungen und Schlussfolgerungen an Ort und Stelle nachprüfen.

Das Untersuchungsgebiet fällt mit dem Einzugsgebiet der Calancasca zusammen; nur im Gebiet der Mündungsschlucht wurden noch einige der Moesa tributäre Hänge einbezogen.

Eingengt im Osten vom Misox, im Westen vom Bleniotal und von der Riviera verläuft das Tal über etwa 27 km ziemlich genau in südlicher Richtung. Da es durchschnittlich nur etwa 6 km breit ist, sind der Entwicklung von Nebentälern enge Grenzen gesetzt. Die Nebentälchen sind kaum als solche zu bezeichnen. Man könnte sie ebensogut als Kare, Quelltrichter oder Gräben ansprechen¹.

¹ Der Ausdruck Calanca (Mehrzahl Calanche, frz. Calanque) bedeutet «sehr nahe beieinander liegende tiefe Furchen». Er wird im Mittelmeergebiet häufig, auch zusammen mit Frana, Torrente, verwendet.



Photo 1 Blick vom P. Rotondo das Calancatal abwärts

Topographisch dargestellt findet sich das Gebiet auf der Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000, auf den Blättern 534 S. Bernardino-W (1949), 277 Roveredo (1950) und zu einem ganz kleinen Teil auf Blatt 553 V. Verzasca-E (1952).

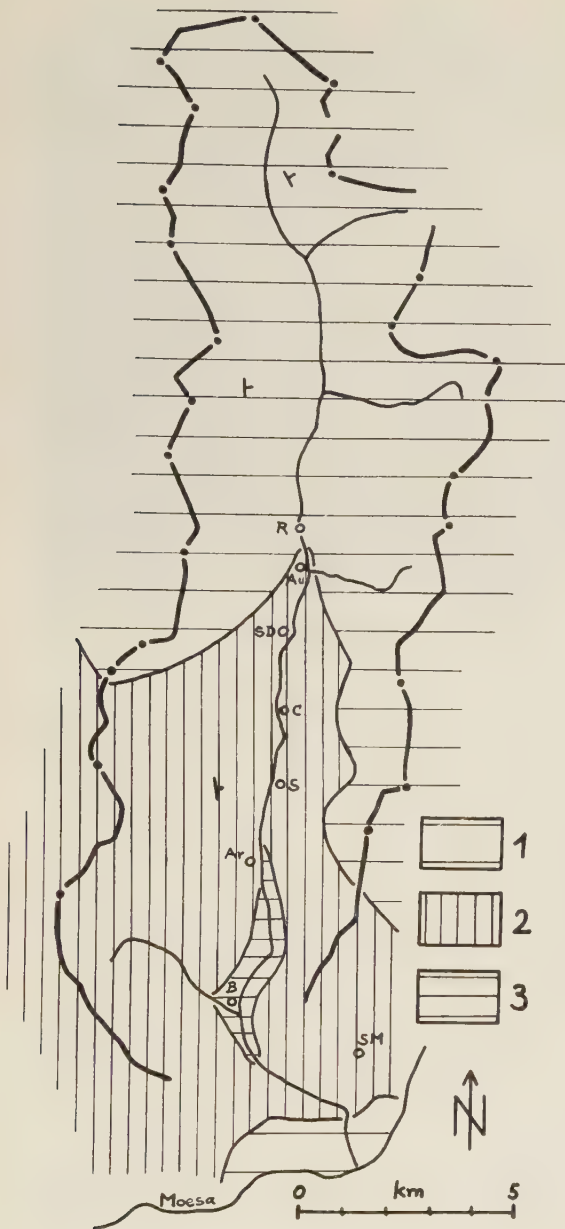
Alle Namen beziehen sich, wenn nichts anderes erwähnt ist, auf diese Karte.

2. STRUKTUR UND STRUKTURBEDINGTE FORMEN

Die Gesamtanlage des Calancatales ist von den heutigen geologischen Verhältnissen bemerkenswert unabhängig; die meisten Einzelformen sind jedoch vom Untergrund sehr stark geprägt und stellen die Resultante aus dem Kräftespiel zwischen den Untergrundverhältnissen und den gestaltenden Kräften an der Oberfläche dar. Geologisch erforscht wurde der Nordteil des Calancatales von G. Frischknecht (1923), der südwestliche Teil von E. Strasser (1928) und der südöstliche von E. Kündig (1926). Mit der Geologie des obersten Talteils befasste sich auch E. Heydweiller (1918).

Das ganze Gebiet gehört dem Penninikum an, und zwar überwiegend der Adula-Decke, die die nördliche Hälfte des Tales bis etwa Augio ganz allein aufbaut. Gegen Süden hin wird sie immer mehr ersetzt durch die darunter aufsteigende Simano-Decke, die ihrerseits in der Wurzelzone, auf der Höhe von Giova, untertaucht, um wieder der hier wurzelnden Adula-Decke zu weichen. In einem schmalen Fenster bei Arvigo und Buseno hat die Calancasca auch noch die Leventina-Decke aufgeschlossen. (Vergleiche die tektonische Skizze, Figur 1.)

Granitgneise, Zweiglimmerorthogneise, Paragneise und Glimmerschiefer bauen in abwechselnder Lagerung das Relief auf. Ueberall sind
2 auch Grüngesteine, besonders Amphibolite, eingeschaltet, und vereinzelte



Figur 1 TEKTONISCHE SKIZZE
(nach Frischknecht, Kündig und Strasser)

1 Adula-Decke 2 Simano-Decke 3 Leventina-Decke

Triasmarmorzüge bilden Grenzhorizonte zwischen Decken oder Teillappen. Dieser sich über das ganze Talgebiet erstreckende gleichartige Aufbau ist der Grund dafür, dass sich keine auf den Untergrund zurückzuführenden Formstilunterschiede erkennen lassen, vielleicht mit einer Ausnahme: Der im Gebiet des P. di Groven und des P. della Molera besonders mächtige Granitgneis liess wegen seiner geringen Schieferung ungeheuer steil aufstrebende Felswände und die bizarren Gipfel entstehen, die nur sehr schwer zu besteigen sind, während die übrigen Gipfel dem Schichtfallen und dem Kammverlauf entsprechend meist von Norden her leicht anzugehen sind.

Gemäss dem allgemeinen Axialgefälle ist ein mehr oder weniger starkes Einfallen nach Osten die Regel. Im Nordabschnitt, gegen die absinkende Deckenstirn zu, verstärkt sich das Einfallen und wird gleichzeitig nordöstlich. Im Süden, in der Wurzelzone, stehen die Bänke natürlich mehr oder weniger senkrecht.

Diese Lagerung der Gneise prägt sich in der Morphologie sehr stark aus, so dass die Frage, ob es sich bei einer Verflachung um eine Strukturfläche oder um eine Erosionsterrasse handelt, oft sehr schwierig zu beantworten ist (siehe Abschnitt D).

Die Verbreitung gleichartiger Gesteine über das ganze Tal schliesst die Möglichkeit aus, die Herkunft von Akkumulationsmaterial am Vorhanden-

sein von Leitgesteinen zu erkennen. Vielleicht aber würden zeitraubende petrographische und statistische Methoden zu Ergebnissen führen.

Unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteine gegenüber der Erosion liess sich in Grossformen nicht feststellen. In die gleiche Gesteinsbank, die etwa einen Gipfel aufbaut, kann gleich daneben ein tiefes Tal eingeschnitten sein. In der Kleinskulptur treten aber etwa Quarziteinschlüsse hervor, während die Marmorzüge in Nischen zurücktreten.

Morphologisch bedeutsam wurden einige Verwerfungen und Blattverschiebungen. Sie prägen sich im Landschaftsbild aus, indem sie etwa Scharfen entstehen liessen (z. B. bei der Alp Aion di sopra) oder Bachrunsen vorzeichneten (z. B. bei Giova-Tièda). In der Wurzelzone liegt ein ganzes System von ungefähr nordsüdgerichteten Blattverschiebungen vor, wobei die östlichen Partien jeweils nordwärts verschoben sind (Kündig 1926, p. 18 f.). Sie lassen sich in der Gestaltung des Steilhanges von Tièda erkennen, indem bei den genannten (auch in der LK 1 : 50 000 verzeichneten) Runsen jeweils die östlich anschliessende Partie des Hanges nach Norden vorgestaffelt erscheint. Dass diese Staffelung der an dieser Stelle (Prallhang!) sicher bedeutenden Gletschererosion nicht zum Opfer gefallen ist, weist auf ein nicht sehr hohes Alter der Verschiebungen hin; mindestens dürfte die Bewegung nach der Bildung des neuen Talausganges Richtung Grono noch angedauert haben, bzw. nochmals belebt worden sein, vermutlich bis ins Pleistozän hinein. Mit Kündig (a. a. O.) vermute ich ferner eine weitere Verwerfung in der Rinne östlich Castaneda. Da sie nicht aufgeschlossen ist, fehlt sie in der Grundkarte.

3. KLIMA UND HYDROGRAPHIE

An der Südabdachung der Alpen gelegen, ist das Calancatal verhältnismässig niederschlagsreich (240—260 cm in den höchsten, 150—160 cm in den tiefsten Regionen). Wichtiger aber als die absolute Niederschlagshöhe ist in ihrer morphologischen Wirksamkeit die zeitliche Verteilung.

In der einzigen meteorologischen Station des Tales, in Braggio, werden durchschnittlich 134 Niederschlagstage gezählt, ungefähr gleichviel wie in den trockeneren Teilen des Mittellandes. Dies lässt auf eine grosse Massierung der Niederschläge schliessen, wie man sie ja im Gebiet des submediterranen Klimas eindrücklich erleben kann. In kurzer Zeit führen nicht nur der Hauptfluss und die Nebenbäche, sondern jede kleine und kleinste Rinne gewaltige, schmutziggelbe Wassermassen zu Tal. Gleicherweise lässt die intensive Schneeschmelze jeden Frühling ein grosses Hochwasser entstehen. So werden jeweils während weniger Tage und Wochen ungeheure Schuttmengen aus dem Tal geführt, in der übrigen Zeit aber liegen die Gräben trocken, und die Bäche führen kristallklares Wasser.

Als Beispiel sei an das furchtbare Hochwasser vom 8. August 1951 erinnert. Am Vormittag brachen heftige Gewitter mit starken Regengüssen los und liessen innert einer halben Stunde jedes, auch das kleinste Rinnsal zu einem reissenden Wildbach anschwellen. In den folgenden Stunden stieg die Calancasca von Minute zu Minute an. Der Höhepunkt der Wasserführung fiel auf den Nachmittag, während die Heftigkeit der Wolkenbrüche gleichzeitig abnahm und der Regen gegen Abend nachliess. Was die Katastrophe

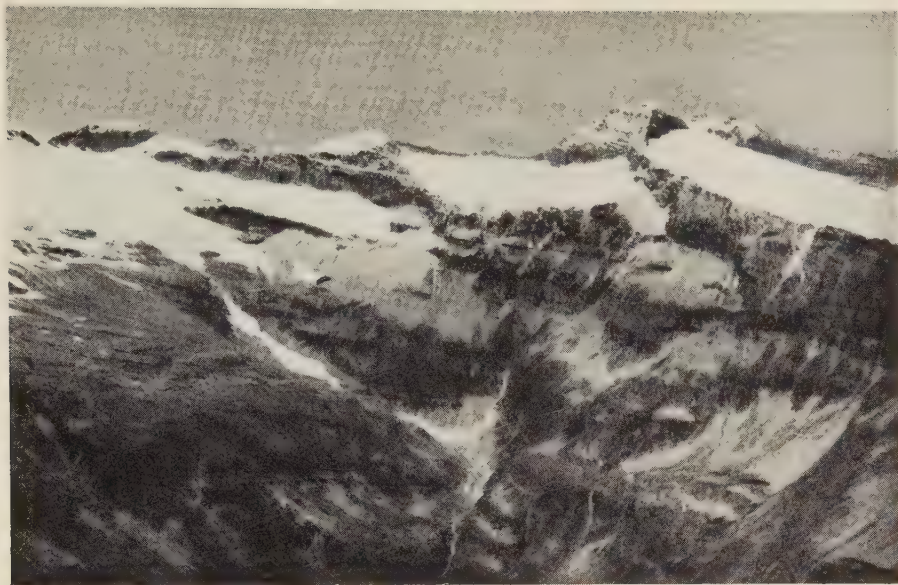


Photo 2 Talschluss vom P. Rotondo aus. Man beachte insbesondere das starke Hervortreten der Struktur. Aufnahme 1942.

so gross werden liess, war vor allem der Umstand, dass alle berücktigten Nebenbäche, besonders der Riale di Rodè, der Riale Piano und der Riale d'Arvigo ihre Wasser dem Hauptfluss mit riesigen Schuttmassen vermengt zuführten. Zwischen Rossa und Buseno wurden sämtliche Brücken, mit Ausnahme derjenigen von Arvigo nach Braggio, weggespült oder unbrauchbar gemacht. Auf dieser ganzen Strecke riss die nirgends im Anstehenden fliessende Calancasca alle ungeschützten Ufer an, trug vom kargen Boden einen grossen Teil weg und überfuhr einen weiteren Teil mit Schutt. Als Folge einer Rufe des Riale d'Arvigo, die zu einem kurzen Aufstau des Hauptflusses führte, wurden unterhalb dieses Dorfes eine Sägerei, ein Wohnhaus und einige Ställe vollständig weggetragen und zwei Wohnhäuser zum Teil zerstört. Dort, wo sich vor dem Unwetter die Talsohle mit den schönsten Wiesen ausbreitete, dehnt sich heute eine 100—150 m breite, wüste Schotterfläche. Bei Grono riss die Calancasca Bahn- und Strassenbrücke weg und grub sich ein neues, 20 m breites Bett neben dem alten, nachdem sie schon 1911 das Bett verlegt und die damals neu errichtete Bahnbrücke zerstört hatte. Zum Glück für Grono und Roveredo war kurz vorher die Staumauer von Buseno errichtet worden. Sie konnte dem Ansturm standhalten. Ihr Stauraum diente als Ausgleich und hielt sämtliche angeschwemmten Bäume und alle bei den beiden grossen Sägereien von Arvigo gelagerten Stämme und Bretter auf. Oberhalb Buseno konnte die Meßstation des Kraftwerkes ein Abflussmaximum von $500 \text{ m}^3/\text{Sek.}$ feststellen, wo doch das 50-jährige Mittel der jährlichen Maxima bei $200 \text{ m}^3/\text{Sek.}$ liegt.

Die höchsten Teile des Tales liegen in der Zone des ewigen Schnees, während die tiefsten Hänge kaum je eine zusammenhängende Schneedecke tragen. Grössere Neuschneemengen werden an den steilen Hängen leicht zu Lawinen und gefährden die Dörfer, die sich durch kostspielige Bauten zu schützen suchen.

Von besonderer Bedeutung für unsere Untersuchungen ist die Vergletscherung. Ihr Ausmass ist auch über eine relativ kurze Zeitspanne nicht konstant, sondern reagiert sehr empfindlich, wenn auch etwas verspätet, auf Klimaschwankungen. So zeigen sowohl die verschiedenen Auflagen der

topographischen Karten als auch Photographien aus den letzten Jahren erhebliche Unterschiede in der Vergletscherung. Man vergleiche z. B. die Photos in Heydweiller (1918, Tafel IV, Bild a) und Seiffert (1953, p. 103). Aus den wenigen kleinen Hängegletschern, deren Gesamtfläche 1933 (Jahr der photogrammetrischen Feldaufnahmen für die LK) 1,3 km² betrug, lässt sich die Schneegrenzhöhe für jenes Jahr bestimmen. Als Mittel aus den nach verschiedenen bekannten Methoden durchgeführten Abschätzungen ergibt sich diese Höhe zu ca. 2850 m. (Weitere Angaben über die heutige Vergletscherung bei Seiffert (a. a. O.)).

An Quellen ist das Calancatal reich. Die mächtigen glazialen Akkumulationen in Karkesseln und auf Terrassen, ferner Gehängeschutt und Bergsturm Massen bilden riesige Reservoirs für Grundwasser, das über dem undurchlässigen Gneis oder auch über Lehmzonen der Grundmoränen austritt. So liefert etwa die unter dem Passo di Giumella entspringende Quelle jahres jahrein fast unverändert 50—100 l/Sek. Nur in einem sehr trockenen Sommer, der auf einen schneearmen Winter folgt, versiegt sie fast (z. B. 1949). Sie dient der Wasserversorgung von Rossa. Weitere Quellen erwähnt Strasser (1928, p. 69 ff.).

4. BISHERIGE MORPHOLOGISCHE ARBEITEN

Beim Verfolgen der Terrassen des Tessintales befasste sich Bodmer (1880) auch mit dem Calancatal. Er unterschied neun Talsysteme, wobei er aber vom obersten und untersten in unserm Tal keine Reste fand.

1912 brachte dann das klassische Werk von Lautensach über «Die Uebertiefung des Tessingebiets» einen sehr grossen Fortschritt. Lautensach dehnte seine Arbeit ebenfalls auf das Calancatal aus und fand auch hier seine drei bekannten Systeme entwickelt, das Sobrio-Niveau allerdings nur schwach. Besonders wertvoll ist, dass der Autor alle verwendeten Beobachtungen anführt. Durch Lautensach angeregt, seinen Auffassungen aber nicht beipflichtend, bezog Heydweiller (1918) das obere Calancatal in ihre morphologischen Untersuchungen in der Gegend des S. Bernardino-Passes ein. Später gingen auch die Geologen Frischknecht, Kündig und Strasser in kurzen Abschnitten auf die Morphologie ein, wobei sie weitere Beobachtungen beitrugen, aber weniger auf die Probleme eingingen.

Das letzte, das Calancatal einschliessende morphologische Werk, ist dasjenige von Annaheim, der in seinen «Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand» (1946) die Formen dieses Gebietes durch neue Gedanken und durch eine vergleichende Gesamtschau weiter aufhellte.

Sölch (1935) indessen übergeht unser Tal. Er erwähnt nur die Mündungsschlucht.

Mit Ausnahme von Heydweiller befassten sich sämtliche Autoren nur nebenbei oder im Rahmen sehr viel weiter gespannter Untersuchungen mit der Morphologie des Calancatales. Es wird daher eine Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit sein, die Beobachtungen und Schlussfolgerungen der zitierten Forscher, die sich z. T. nur auf Karten stützten, zu überprüfen und zu vermehren.

III. ZUR METHODE

1. GANG DER UNTERSUCHUNG

In den Sommern 1942—1950 hielt ich mich jeweils ca. 2—3 Wochen im Untersuchungsgebiet auf, zusammen 160 Tage. Die relativ lange Dauer, über die sich die Feldaufnahmen erstreckten, gab mir bis zu einem gewissen Grad unmittelbaren Einblick in die landschaftsgestaltenden Kräfte. Obwohl es sich um eine im ganzen trockene und warme Klimaperiode handelte, erlebte ich doch feuchte und trockene Sommer, sah die Folgen schneearmer und schneereicher Winter. Rufen, Ueberschwemmungen und Felsstürze änderten das Landschaftsbild und riefen nicht selten nach Korrekturen auf der Grundkarte.

Ich bemühte mich, das Gelände so lückenlos wie möglich zu begehen und die verschiedenen Landschaftselemente von allen Seiten zu betrachten. Diese Hauptaufgabe erwies sich als äusserst mühsam. Die starke Entvölkerung des Tales bewirkte eine verminderte Intensität der Bewirtschaftung und damit eine starke Vergandung der Maiensäss- und Alpgebiete. Verschiedene Alpen sind aufgelassen, die Wege dorthin zerstört, weite Flächen sind mit unzugänglichem Alpenrosen- und Erlendickicht bedeckt und dies in einem Gelände von meist grosser Steilheit, das mit Felsbändern durchzogen und, besonders im Nordabschnitt, vom Wetter wenig begünstigt ist. Die Beobachtungsergebnisse trug ich in die Aufnahmekarte im Maßstab 1 : 10 000 ein. Daneben skizzierte, beschrieb und photographierte ich. Nebenher ging die Konstruktion der Profile und das Studium der einschlägigen Literatur¹.

Zum Schluss folgte die Interpretation des so gefundenen Tatsachenmaterials, insbesondere die Zuordnung der Moränen und die Einordnung der Terrassen. Dabei liess ich mich von strengster Objektivität leiten, d. h. ich versuchte nicht, eine bisherige Theorie oder ein System zu bestätigen, sondern fragte mich: Wie ordnen sich die Elemente «von selbst» ein?

2. KARTOGRAPHISCHE GRUNDLAGE

Eine den heutigen Anforderungen gerecht werdende morphologische Arbeit ist nicht mehr denkbar ohne genaue *topographische Unterlage*. Die Siegfriedkarte, die in meinem Gebiet beträchtliche Fehler aufweist, genügt nicht mehr. An ihre Stelle tritt die photogrammetrisch erstellte Landeskarte. Die Eidgenössische Landestopographie stellte mir in verdankenswerter Weise schon 1942 eine Kopie des Originals der noch unveröffentlichten Karte 1 : 25 000 zur Verfügung.

Photographische Vergrößerungen 1 : 10 000 der genannten Karte dienten mir im Feld als *Aufnahmekarte* zur Einzeichnung des Formenschatzes. Es hat sich dabei gezeigt, dass für die genaue Aufnahme eines Alpentaales ein kleinerer Maßstab nicht genügt.

¹ Leider wurden mir die Ergebnisse der in allerjüngster Zeit durch Kraftwerkprojekte veranlassten Sondierbohrungen nicht zugänglich gemacht.

3. PROFILE

Auf der Grundlage der mir von der Eidgenössischen Landestopographie überlassenen Kopien der photogrammetrischen Auswertung und des Originals der Landeskarte 1 : 25 000 erstellte ich gegen 100 Längs- und Querprofile 1 : 25 000, letztere im Abstand von ca. $\frac{1}{2}$ —1 km. Die Lage der Querprofile ist auf der beiliegenden Terrassenkarte eingezeichnet.

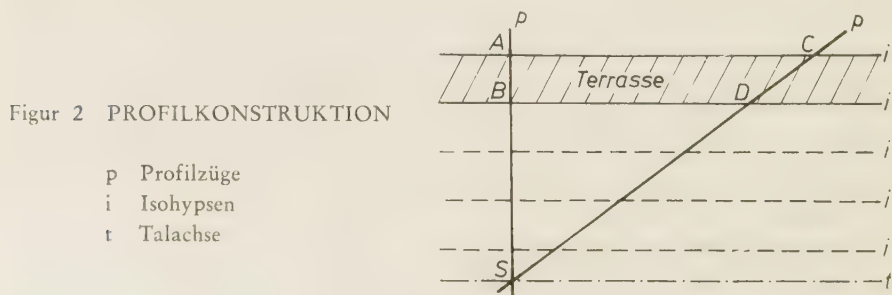
Die Querprofile sind nicht von Kamm zu Kamm gezogen, sondern bilden nur den einen Talhang ab. Die Flachreste, um derentwillen die Profile gezeichnet wurden, sind im Calancatal so stark dezimiert, dass sie sich an den beiden Talseiten nur selten entsprechen; letztere in einem Profil zu vereinigen, wäre daher sinnlos. Die Trennung bietet den Vorteil, dass die Profile an die jeweils günstigste Hangstelle gelegt werden können, ohne Rücksicht auf die Situation am gegenüberliegenden Hang. Ausserdem wird die Gefahr vermindert, die darin liegt, dass man glaubt, gegenüberliegende Terrassen, die einigermassen ähnlich liegen, verknüpfen zu müssen. Selbstverständlich sind nicht alle Querprofile in einer Geraden und genau senkrecht zu den Isohypsen gezogen. Diese beiden Forderungen schliessen sich ja aus, sie sind aber nach Möglichkeit berücksichtigt. Eine einfache geometrische Ueberlegung ¹ zeigt übrigens, dass es für die Bestimmung der Talbodenhöhe keine Rolle spielt, in welchem Winkel zu den Isohypsen das Profil gezogen wird. Um die ergiebigsten Stellen treffen zu können, habe ich öfters das Profil am Hang unterbrochen und weiter talabwärts (oder talaufwärts) bei der gleichen Isohypse wieder fortgesetzt.

Auf der Profiltafel (Beilage) ist in Figur 7 eine Auswahl von Querprofilen abgedruckt. Leider gingen durch die Nachzeichnung und durch die Clichierung die Feinheiten der Profilszüge und der Talbodenrekonstruktionen verloren, so dass diesen Abbildungen keine Beweiskraft mehr zukommt.

Von besonderem Gewicht sind die Nebental-Längsprofile, bei denen die Nebental-Querprofile und die Flachstrecken der Nebentäler miteinander kombiniert wurden.

Die Konstruktion des Längsprofils ist im Abschnitt D III beschrieben.

¹ Man betrachte ein beliebiges Terrassenstück und den in seiner Fortsetzung gedachten alten Talboden in grober Annäherung als Ebene und ziehe in ihr eine Gerade (Profilsur) in der Fallinie bis zum Schnitt S mit der Vertikalebene über der Talachse. Um das



Lot über S kann man die Schnittebene beliebig drehen, d. h. Profil AB gibt denselben Schnittpunkt S (mit derselben Kote) wie Profil CD.

Zum gleichen Ergebnis kommt man, wenn man das Terrassenstück und den alten Talboden durch einen liegenden elliptischen Zylinder annähert.

4. MORPHOLOGISCHE KARTEN ¹

Aus der Feldkartierung und unter Berücksichtigung aller anderweitig festgehaltenen Beobachtungen und Ueberlegungen entstand die beigelegte *morphologische* Grundkarte 1: 25 000. Dieser Maßstab erlaubt es, praktisch sämtliche erhobenen Tatsachen im richtigen Verhältnis einzutragen. Nur sehr wenig musste generalisiert werden, z. B. sehr eng gescharte Rundhöcker. Im Bestreben, zur Vereinheitlichung der Signaturen beizutragen, wurde nicht ein eigenes System angewendet, sondern dasjenige der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft aus dem Jahre 1947, allerdings mit geringen, dem Untersuchungsgebiet angepassten Aenderungen.

In der Signaturengruppe *Gewässer* wurde als Ergänzung der nur einfarbigen topographischen Grundlage die Firngrenze beigelegt. Das Zeichen für Flussbett im anstehenden Fels wurde geändert, um die Zeichnung graphisch nicht zu stark zu belasten. Alle Bäche, über die keine Beobachtungen gemacht werden konnten, sind weggelassen, um Eindeutigkeit in der Aussage «nicht im Anstehenden» zu erreichen. Als Konsequenz entfiel das Zeichen für Steilstrecken, können diese doch besser dem Längsprofil entnommen werden. Neu wurde ein Zeichen für Klamm verwendet und infolgedessen die Signatur für Wasserfall geändert. Bei den *Abtragungsformen* wurde der kleine Pfeil für Schrammen reserviert und das Riegelzeichen vereinfacht, ebenso das allgemeine Kantenzeichen. Felsspalten verlangten eine neue Signatur. Unter den *Akkumulationsformen* wurde die Masse von Valbella mit einer separaten Signatur bedacht. Für morphologisch wirksame Strukturen wurde ein einheitliches Zeichen eingeführt und die Signatur für Verbauungen mit der Farbe der *anthropogenen Formen* versehen.

Als Unterlage für den Druck diente eine Vergrößerung der Landeskarte 1: 50 000.

Im übrigen war beabsichtigt, zu Vergleichszwecken die Grundkarte in ihrer Gestaltung möglichst derjenigen von Moser (1958) anzunähern. Die Verwendung der roten Farbe für die Abtragungsformen und der grünen Farbe für die Akkumulationen scheint mir der Natur eher zu entsprechen als die umgekehrte Farbgebung bei Helbling (1952).

Die Grundkarte ist vom Typus 2c im System von Annaheim (1956); denn sie stellt eine morphogenetische Integralkartierung dar (allerdings mit einigen morphographischen und morphochronologischen Komponenten). Als solche ist sie ein Hauptergebnis der vorliegenden Detailuntersuchung und entspricht in ihrer Bedeutung der geologischen Karte in einer geologischen Arbeit. Der Text ist Ergänzung und Interpretation der Grundkarte.

Als morphochronologische Karte (Typus 2b nach Annaheim) ist die ebenfalls beigelegte *Terrassenkarte* zu bezeichnen. Sie ersetzt das Terrasseninventar. Ihr Druck kann dadurch gerechtfertigt werden, dass es sehr umständlich und mühsam gewesen wäre, alle in der Karte verzeichneten Verflachungen aufzuzählen und ihre Begrenzung auch nur annähernd anzugeben. Die Karte ist zudem viel leichter lesbar und übersichtlicher.

Indessen können auch die Farbflecken der Terrassenkarte nicht die genaue, sondern nur die ungefähre Ausdehnung der Flächenreste geben; denn diese ist ja in Wirklichkeit sehr oft, ja meistens, unbestimmt.

Wie aus den späteren Ausführungen (Abschnitt D III) hervorgehen wird, müssen auch nicht alle angegebenen Terrassen auf den Profilen herauskommen, da diese nicht die einzige Rekonstruktionsmöglichkeit bilden. Eine lückenlose Uebereinstimmung von Profilen, Grundkarte und Terrassenkarte ist daher aus inneren Gründen nicht zu erwarten.

¹ Für die sorgfältige Reinzeichnung der beiden Karten spreche ich Herrn Bruno Baur, Basel, meinen besten Dank aus.

B. ÜBERSICHT ÜBER DIE FORMEN DES CALANCA-TALES

Versucht man, einen Ueberblick über die vielfältigen Oberflächenformen des Calancatales zu gewinnen, so stehen verschiedene Ordnungsprinzipien offen. Man kann unterteilen:

1. in Erosions- und Akkumulationsformen,
2. nach der wirksamen Kraft (wie Schwerkraft, Wasser, Eis) und
3. nach dem Alter der Form.

Das erste Kriterium ist das einfachste; es ist sozusagen immer möglich, leicht zu entscheiden, ob eine *Erosionsform* oder eine *Akkumulationsform* vorliegt. Es eignet sich daher am ehesten für die Grundkarte, die ja vor allem die sichern Befunde festhalten und möglichst wenig Eintragungen enthalten soll, die von der Auffassung des Beobachters abhängen, die unsicher oder sogar spekulativ sind. Die Erosions- und die Akkumulationsformen habe ich daher durch die beiden Hauptfarben rot und grün repräsentiert. Sie teilen unter sich die Gesamtfläche auf und können auf den ersten Blick auseinandergehalten werden. Es fällt daher sofort auf, dass die hervortretenden Hauptformen des Tales Erosionsformen sind: Gipfel, Kare, Terrassen, Trogformen, Schluchten, wobei die Signatur für letztere aus graphischen Gründen in der Gewässerfarbe blau gehalten ist. Die Akkumulationsformen nehmen flächenmässig wohl einen grossen Raum ein, wirken aber mehr nur verhüllend und modellieren eher Kleinformen, wie Grund- und Wallmoränen, Gehängeschutt. Stark in der Landschaft treten allerdings Bergstürze und Schwemmkegel hervor.

Nicht immer so leicht ist es zu entscheiden, welches die *wirksame Kraft* ist, die eine bestimmte Form hat entstehen lassen. So bietet es etwa Schwierigkeiten, ein als Erosionsform erkanntes Landschaftselement entweder der Wirkung des Eises oder derjenigen des Wassers zuzuweisen. Noch häufiger fällt es schwer, eine Lockermasse eindeutig als Moräne, als aus Moränenmaterial bestehenden Gehängeschutt oder als aus verschwemmter Moräne gebildeten Schwemmkegelrest anzusprechen. Oft stellt sich auch die Frage, ob eine wallförmige Moränenmasse einen echten End- oder Seitenmoränenwall darstellt, oder ob es sich einfach um einen wallförmigen Rest von Grundmoräne handelt, die z. T. abgerutscht oder erodiert und durch periglaziale Wirkungen überformt ist.

Zusammengefasst dürfte die morphologische Karte kaum Irrtümer in der Zuweisung zu einer bestimmten Farbe aufweisen, wohl aber können in einigen Fällen Formen innerhalb der richtigen Farbe mit der unrichtigen Signatur belegt sein.

Am unsichersten ist die Bestimmung des *Alters* eines gegebenen Formelementes. Wohl ist die relative Altersabfolge der Formen in den grossen Zügen eindeutig, unbestritten und durch die Beobachtungen im Tal selbst zu belegen. Möchte man hingegen genauer gliedern, etwa die verschiedenen Wallmoränen zeitlich einordnen, trifft man auf nicht geringe Schwierigkeiten. Will man aber sogar absolute Altersangaben, ist man mangels stratigraphischer Belege im Talraum selbst ¹ auf nicht sehr tragfähige Analogie-

¹ Vielleicht würden pollenanalytische Untersuchungen oder die Flechtenmethode hier weiter führen.



Photo 3 Zerrspalten oberhalb Alpe Revi, als Beispiel für die starke Zerrüttung des rechten Talhangs.

schlüsse im Vergleich mit andern Tälern angewiesen. Ich habe daher auf Altersangaben in der Grundkarte verzichtet und die entsprechenden Befunde anderweitig festgehalten.

Treten wir nun auf die Aufgabe ein, die Formen des Calancatales der Reihe nach zu untersuchen, so drängt sich ein anderes Vorgehen auf. Der Text soll die Karte insbesondere in der Hinsicht ergänzen, dass hier das Problematische diskutiert wird. Es wird sich also empfehlen, hier das Alter der Formen als oberstes Einteilungsprinzip zu wählen und mit den jüngsten, noch am klarsten zu erkennenden Elementen zu beginnen, um dann zu den unbestimmteren älteren Resten, deren spätere Umgestaltung nun einigermaßen erfasst werden kann, vorzustossen, ein Weg, den auch Lautensach (1912) eingeschlagen hat.

C. JÜNGERE FORMENTWICKLUNG

Es werden zuerst die durch die Schwerkraft erzeugten Formen betrachtet, die Bergstürze, dann folgen die durch das fliessende Wasser geschaffenen, jungen Erosionsformen, die Schluchten, gefolgt von den durch das gleiche Agens gebildeten Akkumulationsformen. Den Schluss machen die Erosionsformen des Eises (Kare, Riegel und Wannen, Trogformen und Stufenmündungen) und die entsprechenden Akkumulationen, die Moränen.

I. BERGSTÜRZE

Zwei Ursachen sind verantwortlich für die grosse Zahl kleinerer und grösserer Bergstürze: das isoklinale Einfallen der Gneise nach Ost bis Nordost und die starke Uebertiefung des Tales. Im Zusammenwirken dieser beiden

Faktoren hat sich der Gesteinsverband auf der rechten Talseite über weite Gebiete stark gelockert. Die vertikalen Zerrklüfte sind häufig zu sehr tiefen und meterbreiten Spalten erweitert, so z. B. auf der Alp Revi (siehe Photo 3). Nach einem Eisrückzug waren vielerorts die stark unterschnittenen und zerrütteten Massen ihres Haltes beraubt und rutschten interglazial oder postglazial im Schichtfallen ab. Diese Fälle sind streng auf die rechte Talseite beschränkt.

Betrachten wir nun, im Norden beginnend, die wichtigsten Stürze.

1. DIE MASSE VON VALBELLA

Steigt man auf der Strasse von Rossa gegen Valbella hinauf, so kann man feststellen, dass auf 1240 m Höhe zum letzten Mal anstehender Fels an die Strasse tritt. Von hier weg ist der rechte Talhang weit hinauf nicht mehr im Anstehenden und zwar bis A. Pertusio, von wenigen Felsbändern abgesehen, die unter dem Schutt hervorschauen, aber nie bis zur Calancasca reichen. Als Ausnahme ist die grössere Felswand hinter A. Pianascio und Pian d'Asc zu nennen, die an der Calancasca mit einem Riegel endet.

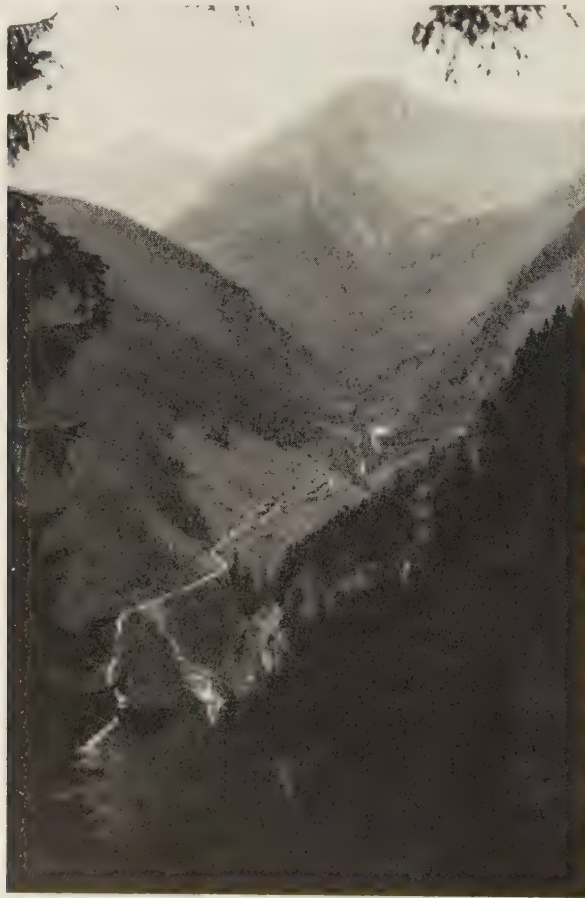




Photo 5 Rundgeschliffenes Anstehendes unter der hier mit Moräne durchsetzten Bergsturzmasse von Valbella.

An verschiedenen Stellen ist der Fluss stark gegen das linke Ufer gedrängt und fliesst dort der blanken Felswand entlang. Die topographische Karte zeigt südlich Motta und nördlich A. Pertusio rechtsseitig viele, dicht nebeneinander mündende Rinnsale. Es sind Quellbäche mit ziemlich regelmässiger Wasserführung. Auf der ganzen Strecke dazwischen sind jedoch nur zwei Bäche verzeichnet, die indessen die Calancasca nur kurze Zeit nach grössern Regenfällen und nach der Schneeschmelze erreichen, sonst aber vorher versickern. Der Remolasco-Bach stürzt noch mit seiner vollen Wasserführung bis auf 1620 m hinunter und trifft dort auf eine Zone von zerrüttem Fels, die sich bis etwa 1450 m hinunterzieht. In den Klüften verschwindet das Wasser allmählich, um dann unterhalb der Strasse als starke Quelle wieder zutage zu treten. Dass diese Quelle gleichmässige Wasserführung und Temperatur (ca. 6°) aufweist, lässt auf grosse unterirdische Reservoirs schliessen. Ähnlich sind die Verhältnisse beim Pianascio-Bach.

Die ganze Masse macht keinen wilden, bergsturzartigen Eindruck, weil ihre Oberfläche von einer die Unebenheiten weitgehend ausgleichenden Grundmoränendecke überzogen ist. Es können Stellen gefunden werden, wo man die Auflagerung der Lockermasse auf glazial gerundetem Anstehendem beobachten kann (siehe Photo 5). Diese Beobachtungen weisen auf interglaziales Alter hin. Wegen der Moränenbedeckung kann die Masse nach oben nicht deutlich abgegrenzt werden. Auffällig sind die vielen eingestreuten riesigen Blöcke. Im übrigen ist es schwierig, die Masse anzusprechen. Auf der Grundkarte ist sie daher mit einer eigenen Signatur versehen. Es handelt sich sicher um einen «Bergsturz im weiteren Sinne», indem das Material durch den Einfluss der Schwerkraft herunterstürzte oder -rutschte, unter Auflösung des ursprünglichen Gesteinsverbandes.

Es handelt sich aber nicht um einen «Felssturz im engeren Sinne», der örtlich und zeitlich begrenzt gewesen wäre und eine deutliche Abgrenzung von Abrissgebiet, Bahn und Schüttgebiet erkennen liesse. Auf der Geologischen Karte der Adula (Frischknecht 1923) ist die ganze Masse als Gehängeschutt mit anstehenden Felsbändern kartiert und im Text (p. 69) ist ausdrücklich festgehalten: «Bergstürze und Absackungen von grossem Ausmass finden sich in diesem Gebiete keine vor». Diese Deutung trifft meiner Meinung nach nicht das Richtige, dafür sind die Blöcke zu riesig. Dazu kommt noch die Moränenbedeckung. Es muss sich hier vielmehr um eine Art «Abschälung» eines ganzen Hanges (ca. 6 km²) handeln. Die Gesteinsmassen sind nur zum Teil ganz hinuntergestürzt und bedecken mit ihrem Hauptteil den Hang selbst. Am ehesten wäre wohl an den Typus XIV des ausführlichen Systems von Albert Heim (1932, p. 70) zu denken: «Schlipfsturz. Beginnend im Abrissgebiete mit gleitender Bewegung, Schicht auf Schicht, in der Fahrbahn, dann übergehend in stürzende Bewegung.»

Dieser Bergsturz spielt in der Morphologie eine grosse Rolle, erklärt sich durch ihn doch die Steile von Valbella, die anschliessende Flachstrecke bis Pian d'Asc, nochmals eine kleinere Steile und die Flachstrecke bis A. Alögna. Er ist ferner verantwortlich für das Fehlen einer angemessenen Stufenmündung bei der V. Larsgè. Alle diese Probleme sind nun einwandfrei gelöst, während sie Lautensach (1912, p. 102) offen lassen musste, da ihm die Tatsache, dass Valbella nicht anstehend ist, nicht bekannt war. Auch Heydweiller (1918) erkannte die Natur der Stufe unter Valbella nicht; sie schrieb sie der Konfluenz mit der V. Larsgè zu, nahm sie also auch als anstehend an. Annaheim (1946, p. 104) deutete, gestützt auf die geologische Literatur, die Flachstrecke von Valbella bis Pertusio als Pura-Vollform, setzte indessen ein Fragezeichen dazu.

Neuerdings besteht das Projekt, unmittelbar hinter Valbella einen Staudamm zu errichten. Die topographischen Verhältnisse sind hier ausgezeichnet, der Untergrund aber denkbar ungünstig, besteht doch, wie eben gezeigt wurde, der ganze rechte Talhang aus Bergsturz- und Moränenmaterial. Die Calancasca fliesst hier mindestens 50 m über dem Anstehenden (siehe Längsprofil!). Es ist dies ein Hinweis darauf, dass auch der Geomorphologe, würde er als Experte zugezogen, bei derartigen Projekten wesentliche Erkenntnisse beisteuern und der in Frage stehenden Unternehmung vergebliche Projektierungsarbeiten und Sondierungen ersparen könnte.

2. DER BERGSTURZ VON CAUCO

Am 30. September 1513 (Bertossa 1937, Strasser 1928, Kündig 1926) ¹ löste ein Erdbeben gleichzeitig mit dem Bergsturz von Biasca auch einen solchen beim heutigen Cauco aus. Eine grössere Felsmasse von etwa 5—10 Mio m³ trennte sich vom rechten Talhang, verschüttete das damalige, am rechten Talhang gelegene Dorf Campo Bagigno und staute einen See auf, der heute verschwunden ist. Leider konnte ich den Dokumenten nicht entnehmen, wann der See wieder vollständig zugeschüttet war. Sicher ist nur, dass er



Photo 6 Blick von Nordwesten auf das Dorf Cauco, das auf den Trümmern des Bergsturzes von 1513 errichtet wurde. Nur mit Mühe kann der Riale d'Aion vom Dorf ferngehalten werden; denn er mündet auf die Hinterfüllung des Bergsturzes.

1536 noch bestand und dass er auf einer 1806 erschienenen Karte fehlt. 1672 wird noch das Wort «See» gebraucht; es ist aber nicht klar, ob es sich um einen tatsächlichen See oder um einen Flurnamen an dessen früherer Stelle handelt (Bertossa 1937). Eine Karte von 1802 zeigt den See noch; man weiss aber natürlich nicht, ob der Kartograph nicht einfach eine ältere Karte abgezeichnet hat. Älteste Bewohner können sich nicht erinnern, den See noch gesehen oder davon erzählen gehört zu haben.

Immerhin dürften diese Angaben genügen, um wenigstens grössenordnungsmässig eine Abschätzung des Materialtransportes der Calancasca zu versuchen. Nimmt man eine Lebensdauer des Sees von höchstens 300 Jahren an, so ergibt sich bei einem geschätzten ursprünglichen Seeinhalt von ca. 5 Mio m³ (Länge 1¼ km, max. Breite 300 m, max. Tiefe 40 m) eine jährliche Schuttauuffüllung von mindestens 17 000 m³. Auf die 90 km² des Einzugsgebietes umgerechnet, ergibt sich eine durchschnittliche jährliche flächenmässige Abtragung von mindestens 0,2 mm, ein Ergebnis, das sich in den Rahmen anderweitig gefundener Werte einfügt (vgl. Jäckli 1957, p. 129, und Annaheim 1958, p. 286).

Extrapoliert man dieses Ergebnis auf den gesamten Rauminhalt des Calancatales oberhalb Cauco (15 km × 5 km × 1,7 km = 130 km³), ergibt sich eine Zeit von 7½ Mio Jahren, die in die Mitte des Pliozäns zurückreicht. Diese Extrapolation ist natürlich streng genommen nicht gestattet, da die Verhältnisse in den verschiedenen Zeiträumen sehr unterschiedlich waren, aber sie gibt doch einen grössenordnungsmässigen Hinweis auf das Alter der Talbildung.

3. STÜRZE AM RECHTEN TALHANG ZWISCHEN LANDARENCA UND ARVIGO

Oberhalb und unterhalb der Strasse, z. T. auch in der Calancasca und an deren linken Ufer, liegen an mehreren Stellen mächtige Bergsturzböcke,



Photo 7 Die Calancasca-Mündungsstufe von Fontana aus. In den von den Gletschern geprägten und von Moränenmassen (Strassenwindungen!) ausgekleideten Talausgang hat sich die postglaziale Schlucht eingetieft.

besonders gehäuft bei Laura, während das Gehänge von mittlerem und feinem Material überstreut ist. Diese Sortierung weist darauf hin, dass es sich nicht um einen einmaligen Sturz handelt, sondern dass die Abbrüche sich über längere Zeiträume erstreckten. Die bei Laura herunterkommende Rinne ist im Siegfriedatlas (Blatt 513) bezeichnenderweise mit V.dell'Inferno benannt. Der Fels dieses ganzen Hanges erscheint stark zerrüttet und weitere Felsstürze sind nicht unwahrscheinlich. So klafft z. B. am Wege von Landarenca nach Salsana ein meterbreiter Spalt von unbekannter Tiefe. 1949 sind nördlich Landarenca einige tausend m³ Fels abgebrochen und erst kurz oberhalb S. Rocco zum Stillstand gekommen, so dass diese Häusergruppe einige Zeit evakuiert werden musste.

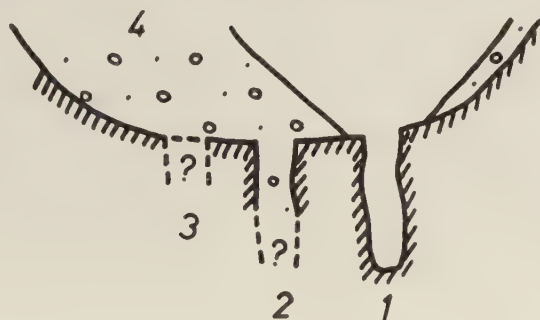
II. SCHLUCHTEN

Die Tiefe der postglazialen Mündungsklammern der meisten Nebenbäche liegen in der Grössenordnung von 5—15 m, was die Ansicht von Sölch (1935) bestätigt, der Seite 126 schreibt: «Die Calancasca hat hier eine ca. 15 m tiefe, postglaziale Kerbe in den Fels genagt; das ist wieder einmal die Leistung etwa eines Jahrzehntausends.» Oft wird aber dieser Wert überschritten: Rì (östlich Rossa) 20 m, Larsgè 20 m, Recampanne (östlich Laura) ca. 100 m, Calancasca bei A. Pertusio 20 m, in der Mündungsschlucht ca. 50 m. Diese grösseren Tiefen können meines Erachtens nicht postglazialen Alters sein, sondern es scheint, dass sie schon subglazial oder interglazial angelegt wurden. So kann z. B. nördlich und südlich der Mündungsteile des Riale d'Aion je eine alte Rinne festgestellt werden. Es ist nun ohne wei-

teres denkbar, dass in andern Fällen der Bach immer wieder seine frühere Kerbe gefunden hat, woraus die erwähnten grösseren Klammtiefen resultierten.

CALANCASCA-MÜNDUNGSSCHLUCHT

Gerade an der Stelle, wo die Klamme die maximale Tiefe aufweist (bei Fontana-Deca), konnte ich eine Epigenese nachweisen. Ein von Moräne verschütteter, 600 m langer, alter Lauf zieht sich vom rechten Widerlager der



Figur 3 KLAMM DER CALANCASCA

- 1 heutige Klamme 2 verschüttete Klamme 3 möglicher Ort für weitere Klamm
4 Moränenmaterial

Staumauer von Molina dem rechten Talhang entlang, um südöstlich Deca den heutigen Flusslauf wieder zu gewinnen. Seine Tiefe im Anstehenden ist nicht zu ermitteln, sie kommt aber derjenigen der rezenten Klamme mindestens gleich. Da deren Tiefe von 50 m, wie oben angedeutet, mindestens auf R/W-interglaziales Alter schliessen lässt, so dürfte der alte Weg in einem früheren (M/R ?) Interglazial aktiv gewesen sein. Da nun, wie gesagt, die maximale Tiefe der alten Klamme unbekannt ist, und da ferner noch weitere Epigenesen durch die mächtigen Moränen der rechten Seite verhüllt sein können (auf der linken Talseite kann die Existenz einer Epigenese verneint werden), ist es zum mindesten nicht ausgeschlossen, dass noch weitere Klammtiefen unentdeckt vorhanden sind. Die Summe aller Klammtiefen an dieser Stelle, vermehrt um den glazialen Abtrag, würde den totalen fluviatilen Tiefenschnitt während des ganzen Pleistozäns darstellen. Die Oberkante der Klamme, d. h. die Oberfläche des Riegels von Molina, wäre dann der um den glazialen Abtrag erniedrigte Talboden, eine Vermutung, die durch andere Ueberlegungen (siehe Abschnitt über Stufenmündungen, p. 30 f.) bestätigt werden wird.

III. ALLUVIONEN UND SCHWEMMKEGEL

Für Aufschotterung ist im engen Calancatal (ganz zu schweigen von den Nebentälchen) wenig Raum. Die schon erwähnten Alluvialebenen hinter den Bergstürzen von Valbella und Cauco sind die einzigen grösseren.



Photo 8 Eingang in die Klamme der Calancasca bei Molina. Diese Stelle ist heute durch eine Staumauer umgestaltet. (Aufnahme 1947.)

Ebenso gering sind aus dem gleichen Grunde die Schwemmkegel entwickelt. Es wäre höchstens derjenige von Nomnom zu erwähnen, der auf die Aufschüttung hinter Cauco aufgesetzt ist und der daher die Mündungsstufe vollständig verhüllt, ferner diejenigen, die den Dörfern Rossa, Bodio, Selma



Photo 9 Der Nomnom-Schwemmkegel ist auf die Alluvialebene hinter dem Bergsturz von Cauco aufgesetzt. Er verhüllt daher die Mündungsstufe.

und Arvigo als Siedlungsplatz dienen. Sie sind meist sehr steil, was auf grosse Schuttführung der jeweiligen Bäche schliessen lässt. Das Material ist moränenartig. Es dürfte sich zur Hauptsache um kurz nach dem Eisrückzug angeschwemmtes Material handeln.

Um weitere solche Schuttüberführung und damit die Vernichtung des Dorfes und des umgebenden Kulturlandes zu verhindern, wurde oberhalb Rossa eine Mauer errichtet, um das Hochwasser des Rì und des südlich anschliessenden Grabens nach Norden abzulenken. Sie erwies sich bei einem Unwetter im Jahre 1946 als zu kurz, indem damals das Südufer des Wildbaches sich bis knapp an den Dorfrand heranfrass. Die Mauer wurde dann in den folgenden Jahren verlängert. Sie soll ausserdem die Lawinen zurückhalten, die fast regelmässig den erwähnten Graben zwischen Rì di fuori und Piottella herunterkommen. Im Abrissgebiet dieses Lawinenzuges liegt übrigens der interessante Fall einer Bifurkation vor. Die Lawine entsteht an den Steilhängen westlich P. 2538. Auf 2000 m Höhe trifft sie auf den Sporn, der gegen Piottella verläuft und entscheidet sich hier entweder für den Graben, der gegen Rossa weist, oder für die südliche Richtung ins Val dell'Or, wo sie keinen Wohnplatz gefährdet.

Gefährlich sind die Verhältnisse auch in Cauco. Wegen der Aufstauung durch die Bergsturmzone hat das letzte Stück des Aion-Baches sehr wenig Gefälle, und die Hochwasser können nur mit Mühe nördlich des Dorfes vorbeigelenkt werden (vgl. Photo 6).

Bei Selma hat man durch einen Felsporn, der den Bach aus der V. d'Auriglia gegen das Dorf lenkte, einen künstlichen Durchgang gesprengt und den alten Lauf durch eine Mauer verschlossen, so dass jede Gefahr für das Dorf gebannt sein dürfte.

Schön ausgebildet ist der das Dorf Grono tragende flache Schwemmkegel der Calancasca, der die Moesa ganz an den linken Talhang drängt.

IV. GLAZIALEROSIONSFORMEN

1. GLETSCHERSCHLIFFE UND -SCHRAMMEN

Der harte Gneis, der das Calancatal zur Hauptsache aufbaut, ist der Erhaltung der *Gletscherschliffe* günstig. So weisen weite Hangflächen die typischen rundbuckligen, glattgeschliffenen Formen auf. Vor allem im unteren Talteil und an den Troghängen sind sie vorherrschend. Besonders erwähnt sei der ganze Sporn von Giova, dessen glaziale Formung durch das Fehlen von Hochwald besonders deutlich hervortritt. Nähert man sich dem Talhintergrund, so nehmen die rundgeschliffenen Partien ab, die Hänge sind mehr im grossen gerundet, z. B. die Südflanke des P. Rotondo (Name!). Flächenmässig nur wenig ausgedehnte Gebiete, nämlich die Gipfel und die sie verbindenden Grate zeigen die zackigen, rauhen Felsformen der splittigen Verwitterung (besonders ausgeprägt z. B. beim P. di Groven).

Sehr selten trifft man *Schrammen*, meistens an Stellen, die bis vor kurzer Zeit bedeckt waren (Wegbauten, Rutsche etc.). Es scheint also, dass die Verwitterung diese Kleinformen im Gneis sehr rasch vernichtet.

Trotz eifrigen Suchens konnte ich an keiner einzigen Stelle *gekratztes Geschiebe* finden, womit leider ein wichtiges Kriterium für die Bestimmung von Gletschermaterial fehlt. Die Entscheidung, ob es sich bei einem gegebenen Lockermaterial um Moräne handelt oder nicht, ist daher oft schwierig.

Ein sehr auffälliges Formelement bildet der *Schichtkopfstreifenschliff* (Klebersberg 1948/9, p. 340). Er prägt die Pianoni genannten Hänge unterhalb des P. delle Streghe.

2. SCHLIFFGRENZE

Die *Schliffgrenzenbeobachtungen* wurden schon früher (Seiffert 1953) mitgeteilt¹ und diskutiert. Die dortigen Ergebnisse können wie folgt zusammengefasst und erweitert werden:

- a) Die Schliffgrenzenbeobachtungen bieten die einzige Möglichkeit, die eiszeitliche Gletscherstromhöhe zu bestimmen, da die Gehänge fast überall mit lokalem Moränenmaterial überstreut sind und die Verbreitung gleichartiger Gesteine über das ganze Tal die Verwendung von Erratum zur Bestimmung der Eishöhe ausschliesst.
- b) Ueberall dort, wo stadiale Lokalglatscher die hocheiszeitlichen Formen überarbeitet haben, können keine Schliffgrenzen mehr gefunden werden; alle Beobachtungen beziehen sich daher auf Sporne zwischen je zwei Nebentälchen, resp. Karen und auf Transfluenzpässe.
- c) Stadiale Schliffgrenzen konnten keine gefunden werden.
- d) Es zeigte sich, dass die beobachteten Schliffgrenzen und -kehlen sich nicht durch eine einzige Niveauläche verknüpfen lassen, sondern dass sie in sehr verschiedenen Höhen mit bis zu 700 m Vertikalabstand liegen. In der Literatur sind über diese Tatsache nur spärliche Angaben zu finden. Klebelsberg (1948/9, p. 340) spricht von einem Grenzstreifen wegen der nach oben rasch abnehmenden Gletscherwirkung. Verschieden alte Schliffgrenzen, z. B. stadiale gegen hocheiszeitliche, seien selten zu finden. Indessen fand Bühler (1928) im Meiental stark verwischte Reste der Risschliffgrenze, ca. 50 m über der Würmgrenze. Ausserdem gibt er gut ausgebildete Bühl-, Gschnitz- und Daunschliffgrenzen an. Gyax (1934/5) führt aus den verschiedenen Talabschnitten des Verzascatales jeweils die «höchste Schliffkehle» an und erwähnt (p. 16) ein zweites, durch das ganze Tal hindurch verfolgbares Schliffkehlen-system, das einen länger dauernden, etwa 300—400 m tiefern Gletscherstand angibt.

Im Calancatal lassen sich die obersten Funde ungefähr in eine Höhenzone einordnen, die sich von 2800 m² im Talhintergrund auf 2400 m bei der Einmündung ins Misox senkt (durchschnittlich 14 ‰). Sie dürfen wohl dem höchsten je erreichten Eisstand zugeschrieben werden. Das geringe Gefälle muss durch Rückstau von unten her und abfliessende Transfluenz im oberen Talteil bedingt sein. Bei dieser Höhe ist der Eisstrom sehr stark mit denjenigen der benachbarten Täler verbunden gewesen, die dem hochsohligen Calancatal bedeutende Eismengen entzogen. Transfluenz fand über sämtliche Pässe statt, was sich in den Formen der meisten schön ausprägt. Der P. di Giumella (2445 m), der sich durch seinen rundkuppigen Gipfel von allen andern unterscheidet, war von einem ca. 150 m mächtigen Eisstrom überflossen.

Die häufigsten Schliffgrenzenbeobachtungen scharen sich aber um ein Niveau, das sich von etwa 2400 m im Talhintergrund auf etwa 1900 m bei der Einmündung ins Misox absenkt. Die Abweichungen von dieser

¹ Zwei Fehler, die sich dort (p. 113) eingeschlichen haben, seien hier richtiggestellt: 40. P. di Groven, Nordwestgrat, 2090 m (nicht 2020 m),

51. P. di Rentan, Nord- und Südgrat, ca. 1900 m (nicht 1800 m).

² Die angegebenen Höhen beziehen sich auf den Talhang und nicht auf die Talmitte.

Höhenlage sind allerdings sehr gross, und sicher können nicht alle Beobachtungen der gleichen Vereisungsphase zugeschrieben werden. Die Höhen dieses Niveaus beziehen sich auch hier auf die Talflanken und stimmen, wenn man dies berücksichtigt, mit denjenigen, die Lautensach (1912) in seiner Eisstromkarte angab, einigermassen überein. Das Gefälle beträgt durchschnittlich 23 ‰, entsprechend dem wohl geringeren Rückstau durch den Moesagletscher. Dieser Gletscherstand ist vermutlich derjenige, der sich am längsten gehalten und der daher am meisten Spuren hinterlassen hat, wobei die bis zu 100 m und mehr darüber und darunter liegenden Schliftgrenzen seine Schwankungen anzeigen dürften¹. Es handelt sich also um eine eigentliche Schliftgrenzzone. Bei diesem Stand sind nur wenige Transfluenzen vorhanden, nämlich nur die schon von Lautensach (1912) auf seiner Karte eingetragenen: Pso. Passetti, Pso. di Trescolmen, Pso. di Giumella und Btta. di Vedrin. In den beiden letztgenannten Fällen könnte es sich auch nur um einfaches Inverbindungstehen der beidseitigen Firnfelder gehandelt haben, denn die beiden Passfurchen sind nur sehr schwach glazial bearbeitet. Hingegen kann bei den beiden erstgenannten Pässen erhebliches Ueberfliessen nachgewiesen werden. Beide zeigen schönes Seilprofil. Beim Pso. Passetti zieht sich ferner ein Rundhöckerfeld gegen Osten hinunter, das durch seine Formen das Fliessen des Eises in Richtung Misox bezeugt. Beim Pso. di Trescolmen hingegen lässt sich die Fliessrichtung nicht direkt nachweisen. Lautensach (1912, p. 24) nahm auf Grund der tiefern Eisstromhöhe im Misox für beide Pässe Transfluenz gegen Osten an.

Betrachten wir die Situation beim Passetti-Pass noch etwas näher, so stellen wir einerseits unzweifelhaft Transfluenz ins Misox fest, andererseits aber scheint es aus topographischen Gründen nicht sehr wahrscheinlich, dass erhebliche Eismengen aus dem Calancasca-Ursprung daran beteiligt gewesen sein könnten, denn von A. Alögna bis zum Pso. Passetti steigt das Tal immerhin ca. 700 m an. Es dürfte sich höchstens um eine Abscherung oberster Gletscherpartien gehandelt haben. Dass das Passettital, trotzdem das Eis der Maximalstände in den bodennahen Schichten stagnieren musste, eine, allerdings nicht sehr stark ausgeprägte Trogform zeigt, muss daher der abklingenden Eiszeit zuzuschreiben sein, als das Eis westwärts ins Calancatal abfloss. Sucht man nach der Herkunft der Hauptmenge des transfluierenden Eises, so erkennt man leicht, dass es aus der nähern Umgebung des Passes stammen muss. Die Geländeformen zeigen, dass ein Teil des Eises aus dem Confin-Kar (Misox) über die Einsenkung bei P. 2205 über den Passettipass geflossen sein musste. Vermutlich trat dazu noch das Eis aus dem Kar nördlich des P. d'Arbeòla.

Ähnlich liegen die Verhältnisse am Pso. di Trescolmen. Den grössten Teil des überfliessenden Eises lieferte hier wohl das Kar nördlich der Cma. di Gaigèla.

¹ Es ist auch denkbar, dass die höhern Schliftgrenzen nicht unbedingt eine stärkere Vereisung anzeigen, sondern dass sie bei gleichem Eisdurchfluss einer älteren Periode angehören, da der Talquerschnitt sich im Laufe der Eiszeit immer mehr vertiefte und ausweitete. Die schwächere Ausprägung der Formen würde dann dem höhern Alter und nicht einem nur kurzzeitigen Gletscherstand zuzuschreiben sein.

3. RUNDHÖCKER

Eigentliche Rundhöckerfluren sind nur wenige zu finden. Die bedeutendsten liegen — wie eben erwähnt — am Passettipass, ferner auf Pian di Scignan und auf der Verebnung von Giova. Ueberlegt man sich deren Lage im Eisstromnetz, dann sind es «Hinterwasserstellen», d. h. Stellen, wo Wirbel auftreten würden, wenn man sich an Stelle des Eisstromes einen Wasser- oder Luftstrom vorstellte, Stellen verminderten Auflagedruckes. Nicht nur am Passettipass, sondern auch bei Pian di Scignan und bei Giova fand «Transfluenz» statt. Die enge Mündungsschlucht konnte nicht alles Eis aus dem Calancatal abführen, ein grosser Teil «trat über die Ufer» und floss über Giova, ein weiterer Teil über Pian di Scignan ab.

Rundhöcker kommen ferner noch in einigen Karen vor, z. B. auf der Alp Calvaresc.

4. KARE

In den höhern Teilen des Calancatales bilden die Karformen das überwiegend dominierende Landschaftselement. Zusammen mit dem Taltrog erzeugen sie das Gesamtbild eines stark glazial gestalteten Tales. Im einzelnen ist ihre Form sehr mannigfaltig. So finden wir Embryonalkare, wie z. B. am Osthang des P. di Giumella, Kare mit sehr steilem Boden (Quelltrichter-kare), wie z. B. die beiden prächtig symmetrischen Kare am Nordhang des P. di Larsgè, Wannenkare mit flachem Boden, wie z. B. A. di Ganan, Wannenkare mit Riegel und Karsee, wie z. B. die obere A. di Calvaresc, offene Hangkare (Karplatten), wie z. B. am Osthang Fil Rosso - P. di Pianascio, Treppenkare wie z. B. das Tälchen zum Pso. di Remolasco. In der ganzen Kammregion sind nur ganz wenige Stellen ohne Karbildungen, und zwar sind es einerseits übersteile Gräben und Hänge, in denen sich der Firn nicht sammeln konnte, anderseits sind es die Kämme des untersten Talabschnittes, die von den Haupteisströmen überflossen waren.

So sind die Wasserscheiden gegen die Nachbartäler von beiden Seiten her durch Kare stark angenagt, wobei der Grat einmal mehr von Osten, dann wieder mehr von Westen her zurückgelegt wurde, so dass die Kammlinie das Tal in regellosem Zickzack einfasst. Die Gipfel sind zu Karlingen geworden; nur wenige von ihnen machen den Eindruck von selbständigen Einzelformen, die meisten bilden nichts anderes als eine Gratverzweigung (dreiseitige, selten vierseitige Karlinge) oder sie sind die lokal höchste Stelle im Grat.

Bei der Betrachtung der topographischen Karte fällt auf, dass auf der linken Talseite vom L. di Stabbio bis zur A. d'Aion eine Karschüssel beinahe lückenlos an die andere gereiht ist, während sich auf der gegenüberliegenden Talseite meist nur Karterrassen finden. Eigentliche Karschüsseln treten hier erst südlich des P. Termine auf, so dass sich ein eigenartiges Hinüberwechseln dieser Formen von der linken Talseite im Norden auf die rechte Talseite im Süden ergibt. Diese Tatsache steht offensichtlich in Beziehung mit dem Abstand der Talmitte vom Kamm: Karschüsseln sind nur dort vorhanden, wo dieser Abstand so gross war, dass sich präglazial flu-

viatile Kerben, resp. Nebentälchen und aus diesen dann Kare entwickeln konnten.

Interessant ist dabei die Tatsache, dass die zickzackförmige, östliche Kammlinie Gipfel von sehr gleichmässiger Höhenlage trägt, z. B.

P. d'Arbeòla	2600 m
P. Pian Grande	2689 m
Cma. di Bedoletta	2626 m
Alta Burrasca	2652 m
P. di Trescolmen	2581 m
Cma. di Gaigèla	2805 m
Punkt 2769	2769 m
Punkt 2708	2708 m
P. di Larsgè	2619 m
Fil di Dragiva	2787 m

Es scheint, dass sich hieraus ein Schluss ziehen lässt auf die Ausgangsform, in die sich die Karnischen (resp. ihre fluviatilen Vorläufer) bald mehr von Osten, bald mehr von Westen her eingefressen haben. Wäre diese nämlich ein satteldachartiger, nach beiden Seiten abfallender Kamm gewesen, so müssten die Gipfelhöhen mit ihrem Abstand von der gedachten mittleren Firstlinie deutlich abnehmen. Dies ist hier aber nicht der Fall; es kann daher auf eine hügelige Flachlandschaft in der Höhenlage von 2600 bis 2800 m geschlossen werden, in die sich Quelltrichter einer oder mehrerer fluviatiler Phasen einfrassen, die dann zu Karen umgebildet wurden.

Sind nun diese Kare in bezug auf ihre *Höhenlage* regellos verteilt, oder lassen sich hierin gewisse Gesetzmässigkeiten erkennen? Um diese Frage einer Klärung näherzubringen, wurde eine *Liste aller Kare* erstellt:

KARLISTE

TABELLE 1

TALHINTERGRUND

östl. P. Freccione	ca. 2840 ¹	(a) ²	lebendes Kar
südl. Zapporthorn	ca. 2880	(a)	lebendes Kar

RECHTE TALSEITE

östl. P. della Parete	2500	(b)	Karplatte
südl. P. della Parete	ca. 2860	(a)	lebendes Kar
östl. F. Rosso-Cma. dei Cogni	2600	(b)	Karplatte
	2200	(c)	
östl. F. di Revi	ca. 2000	(c)	Karplatte
V. Remolasco	2400	(b)	Treppenkar
	2280	(b)	
	? 2060	(c)	

¹ Als Höhe wurde die Höhe des Karbodens angegeben und zwar an seiner tiefsten Stelle.

² (a) Pian di Mem — Niveau
 (b) Scignan — Niveau
 (c) Prepiantó — Niveau
 (d) Giova — Niveau

A. Stabbiorello	? 2020	(b)	Karplatte
Pso. di Giumella	1960	(b)	Talschlusskar
nordöstl. Mottone (P. Termine)	ca. 2200	(b)	Quelltrichterkar
östl. Cma. d'Orzo	2480	(a)	Quelltrichterkar
A. Piöv di dentro	2340	(b)	Wannenkar
Btta. di Pianca Geneura	2160	(b)	Schluchtkar
nordöstl. P. di Campedello	2460	(a)	Quelltrichterkar
Btta. di Piöv di fuori	2200	(b)	Schluchtkar
Böc di Piöv	2140	(b)	Wannenkar
südl. A. Piöv di fuori	1790	(c)	Wannenkar (Trogschluss?)
östl. Mottone (P. 2692)	2320	(a)	Quelltrichterkar
Conca di Stabveder ¹	2300	(a)	Quelltrichterkar
südl. Torrone Rosso	2400	(a?)	Quelltrichterkar
Pian di Mem	2220	(a)	Wannenkar
Alpe di Mem	1900	(b)	Wannenkar
Alpe di Carnacc	1940	(b)	Karplatte
Alpe di Stabveder	1940	(b)	Wannenkar ?

LINKE TALSEITE

südw. P. Pian Grande	2340	(c)	Wannenkar
westl. Pizzo Muccia	2600	(b)	Quelltrichterkar
L. di Stabbio	2290	(c)	Wannenkar
südl. P. Rotondo	?		Quelltrichterkar
nördl. P. d'Arbeòla	2220	(c)	Quelltrichterkar
Alpe Arbeòla	2350	(b)	gestuftes Wannenkar
	2160	(c)	
	2000	(c)	
südw. P. Pian Grande	ca. 2100	(?)	Quelltrichterkar
östl. Btta. di Bedoletta	2200—2300	(b)	?
südl. Alta Burrasca	2380	(?)	Quelltrichterkar
Alpe di Trescolmen	2100	(c)	gestuftes Wannenkar
	2000	(c)	
nordöstl. P. di Larsgè	2060	(c)	Quelltrichterkar
nordwestl. P. di Larsgè	2040	(c)	Quelltrichterkar
westl. P. di Larsgè	2200	(b)	Quelltrichterkar
südöstl. P. di Larsgè	2340	(b)	Quelltrichterkar
westl. Cma. di Gaigèla	2520	(b)	Quelltrichterkar
westl. Fil di Dragiva	2460	(b)	Quelltrichterkar
A. di Ganan	1960	(c)	Wannenkar (Trogschluss?)
Seelein südl. Btta di Calvaresc	2380	(a)	Quelltrichterkar
Calvaresc-See	2200	(b)	Wannenkar
nördl. Passo di Buffalora	2140	(b)	Quelltrichterkar
Laghetto	2020	(c)	Quelltrichterkar
A. di Calvaresc	1820	(d)	Wannenkar (Trogschluss?)
A. di Nomnom	ca. ? 2000	(c)	steiles Wannenkar
westl. Btta. di Groven	ca. 2200	(b)	Quelltrichterkar (Wannenkar?)
A. d'Aion	ca. 2000	(b)	Quelltrichterkar (Wannenkar?)
V. d'Auriglia	ca. 2040	(b)	Quelltrichterkar (sehr embryonal)

¹ Conca = Muschel; tiefer, enger Talkessel; cf. konkav.

Ordnet man nun die Kare in Höhenzonen von je 100 m ein, so ergibt sich folgende Verteilung:

KARDICHTE

TABELLE 2

Höhenstufe m	Aktivität	Anzahl Kare	Areal der Höhenstufe	Kardichte
1700—1799	nur in der Hocheiszeit möglich	1	62,6 km ² (Total unter 1800 m)	ca. 0,0 Kare/km ²
1800—1899 1900—1999 2000—2099	bis «Bühl» möglich	1 5 11 } 17	30,6 km ²	ca. 0,6 Kare/km ²
2100—2199 2200—2299 2300—2399	bis Gschnitz möglich	6 11 8 } 25	28,2 km ²	ca. 0,9 Kare/km ²
2400—2499 2500—2599 2600—2699	bis Daun möglich	5 2 2 } 9	14,5 km ²	ca. 0,6 Kare/km ²
2700—2799 2800—2899	bis heute möglich	0 3 } 3	5,7 km ² (Total über 2700 m)	ca. 0,5 Kare/km ²
Total		55	141,6 km ²	

Die Wahl der angeführten Höhenstufen ergab sich aus der Tatsache, dass die dazu-gehörigen Areale von 300 zu 300 m berechnet vorliegen (Wasserverhältnisse der Schweiz, 1913). Die Anzahl der Kare lässt sich auf diese Weise einfach mit der Fläche in Beziehung setzen.

Man erkennt in den 4 Höhenstufen von 1800—2100, 2100—2400, 2400—2700 und über 2700 m eine auffallend gleichmässige Besetzung mit Karen, wobei allerdings in der untersten Stufe die Kardichte unterhalb von 2000 m scharf absinkt. Zwischen 2000 und 2099 m ist die Kardichte schätzungsweise 1,1, also am höchsten, womit sie bis zu dieser Höhe hinunter steigende Tendenz zeigt.

Unter 1800 m liegt nur 1 Kar (südlich der A. Piöv di fuori), das aber, ebenso wie das zweitiefste (A. di Calvaresc, 1820 m), fraglich ist und eventuell auch als Trogschluss angesprochen werden könnte.

Auf alle Fälle ist in der Höhenlage von 1900—2000 m eine abrupte Abnahme der Kare festzustellen, die nicht, wie bei der Abnahme nach oben, durch eine Verminderung der Höhenstufenflächen erklärt werden kann. Es müssen daher andere Gründe vorliegen.

Es liegt nahe, die Höhenlage der Kare mit der Schneegrenze in Beziehung zu bringen. Zufällig haben nun die Höhenstufengebiete der oben erwähnten Statistik die gleichen Abstände von je 300 m (Siegfriedkarte!) wie die ungefähren Schneegrenzen von Hocheiszeit (1650 m), «Bühl»-Stadium (1950 m), Gschnitz-Stadium (2250 m), Daun-Stadium (2550 m) und heute (2850 m), allerdings mit einer Phasenverschiebung von 150 m. Es ist nun zu überlegen, wie Karbodenhöhe und Schneegrenze zusammenhängen.

Der Karboden kann beliebig über der Schneegrenze, aber nicht beliebig unter ihr liegen. Das Kar ist ja eine Form des Firnsammelgebiets. Im äussersten Fall kann der Kargletscher an der Karschwelle enden, die Schneegrenze also ca. in der Mitte zwischen Karumrandung und Karboden liegen. Nehmen wir der Einfachheit halber grössenordnungsmässig gerade etwa 150 m als Maximum des Abstandes von Schneegrenze und Karbodenhöhe an (entsprechend einer mittleren Karwand von 300 m), so können wir sagen, dass Kare mit Böden oberhalb 2700 m heute noch aktiv sind, solche

von etwa 2700—2400 m Karbodenhöhe bis ins Daun-Stadium

von etwa 2400—2100 m Karbodenhöhe bis ins Gschnitz-Stadium

von etwa 2100—1800 m Karbodenhöhe bis ins «Bühl»-Stadium

aktiv gewesen sein können.

Karbildung unterhalb etwa 1800 m ist nur in der Hocheiszeit möglich. Aus der obigen Tabelle ergibt sich, dass höchstens ein (fragliches) Kar ausschliesslich aus der Hocheiszeit, alle andern aber auch aus der Spät-, resp. Nacheiszeit stammen können.

Man darf daraus nun aber nicht etwa den Schluss ziehen, dass alle Kare in den Stadialzeiten gebildet worden seien, denn es ist noch eine weitere Bedingung für das Zustandekommen eines Kars zu berücksichtigen, nämlich die Eisstromhöhe. Diese senkt sich im Stromstrich von etwa 2100 m bei Valbella bis auf etwa 1700 m am Talausgang (Lautensach 1912). Da kein Kar unterhalb dieser Linie möglich ist, liegt hierin der Grund für das Fehlen tieferer Kare.

Kann nun noch etwas über den Anteil von Hocheiszeit und Nacheiszeit an der Karbildung ausgesagt werden?

Vergleichen wir die Anzahl der Kare pro Flächeneinheit in der Höhenstufe, in der die Kargletscher der Eiszeit und des «Bühl»-Stadiums aktiv waren, mit den höhern Stufen, in denen noch die Aktivität von Gschnitz, dann Daun und zuletzt noch die rezente Aktivität dazutreten, so erkennen wir, dass sich diese Anzahl nicht wesentlich verändert, dass sie aber eher abnimmt. Man kann daraus schliessen, dass sich die Anzahl der Kare in der Nacheiszeit nicht vermehrt hat, mit andern Worten, dass alle Kare schon in der Hocheiszeit angelegt und im wesentlichen ausgebildet wurden und dass die Nacheiszeit höchstens noch Retouchen angebracht hat, in einem Ausmasse etwa, das an den stadialen Moränen abzuschätzen wäre.

Die mittlere Höhe aller aufgeführten Kare liegt bei 2240 m. In der Tabelle 1 sind auch die *Eintiefungsniveaus* angegeben, in die sich der betreffende Karboden eingliedern lässt. Bei den meisten Karen ist dies ohne weiteres möglich, einzelne liegen aber zwischen zwei Niveaus; in diesem Falle habe ich das höhere angegeben, denn der Karboden ist ja sicher vertieft (A. Trescolmen, A. di Mem). Es scheint, dass diese Fälle diejenigen mit der grössten Vertiefung sind, etwa um 100 m herum. In den meisten Fällen passt die glaziale Vertiefung noch in die Fehlergrenze der Niveaurekonstruktion (siehe Seite 41) hinein, kann also bis gegen 50 m betragen. Diese Eintiefungsbeträge, so ungenau sie sind, stimmen mit den Angaben von Maull (1938, p. 318), Annaheim (1945/6, p. 181), Klebelsberg (1948/9, p. 346) überein.

Die Aufteilung der Kare nach den später zu entwickelnden Niveaus ergibt folgendes Bild:

Pian di Mem — Niveau	10
Scignan — Niveau	26
Prepianó — Niveau	14
Giova — Niveau	1

Die Karbildung ist also nicht auf ein Niveau beschränkt; vielmehr können sämtliche geeigneten voreiszeitlichen Erosionsformen als Ansatzpunkte gedient haben, sofern sie nur in der richtigen Höhe lagen. Das Scignan-Niveau und das Prepianó-Niveau weisen am meisten Kare auf, sie sind eben oberhalb des Eisstromes am weitesten verbreitet, das höhere Pian di Mem-Niveau ist nur wenig entwickelt. Das Giova- und die tiefern Niveaus liegen im Eisstrom, resp. zu tief unter den stadialen Schneegrenzen.

5. RIEGEL UND WANNEN

Der Gletscher erodiert sich ein gewelltes Bett, das nach den Strömungsgesetzen der Grenzfläche zweier Medien, die sich gegeneinander bewegen, entspricht. So entstehen Gegengefälle, Wannen und Riegel. Irgendwelche petrographische Bedingtheit konnte dabei nicht beobachtet werden. Sicher sind viele dieser Formen durch Akkumulationen verhüllt.

Die meisten Seelein sind durch Karriegel aufgestaut, so das nördlichste bei P. 2342, der L. di Stabbio, der L. di Trescolmen, der L. di Calvarese. Dasjenige der Alpe di Mem ist eben erst verlandet.

Das Haupttal weist fünf Riegel zwischen A. Alögna und Rossa und einen bei Molina-Fontana auf. Letzterer dient der Staumauer des Calancascawerkes als Fundament. Zwischen diesen Riegeln sind glaziale Wannen zu vermuten, bis jetzt aber nirgends nachgewiesen.

6. TROGFORMEN

Mit zum Eindrücklichsten gehören im Calancatal die von einer nur sehr schmalen Talsohle ungeheuer steil aufstrebenden Talflanken mit ihren hohen, z. T. senkrechten Wänden.

Im obersten Talteil, zwischen P. 2008 und P. 1934, den wir als Hochtrogl (Annaheim 1946, p. 140) bezeichnen können, gilt dies allerdings noch nicht. Ein prächtiger Talzirkus ist hier in die Scignan-Schultern eingemuldet. Die Hänge sind jedoch deutlich terrassiert, d. h. der Trogl umfasst mehrere fluviatile Phasen. Der eigentliche Troglboden ist ungefähr 100 m in das Giova-Niveau eingesenkt, was der glazialen Eintiefung an dieser Stelle entsprechen dürfte. Schon Annaheim (a. a. O.) vermutete fluviatile Anlage in Anlehnung an eine Zwischenphase zwischen Be- und Pu-System. Dies konnte nun dem Sinne nach durch die Analyse tatsächlich bestätigt werden, indem das Giova-Niveau als Ausgangsform erkannt wurde. Die Kürze dieses Hochtrogl (nur 1—2 km) ist dadurch bedingt, dass die Steile der nächstjüngeren Talbildungsphase schon kurz nach P. 1934 einsetzt.

Auch der Mitteltrog (nach Annaheim) ist nur wenige hundert Meter lang und bricht schon oberhalb A. Pertusio ab. Unterhalb dieser Alp geht er in den Grosstrog über, der den Hauptteil des Tales einnimmt, um dann in der Mündungsschlucht auszustreichen. Auf der ganzen Strecke von A. Alöгна bis Buseno verläuft der heutige Talboden ca. 150 m unter dem präglazialen Niveau. Dort, wo sich wesentliche und in ihrem Ausmass bekannte Aufschüttungen befinden, also hinter Valbella und hinter Cauco, sind es weniger. Die Lage der Felssohle ist, mit Ausnahme der Riegel, auf der ganzen Strecke unbekannt. Der Wert von 150 m ist also für die Strecken zwischen den Riegeln als Minimalwert zu betrachten und wäre das Ausmass des totalen pleistozänen Abtrags. Verglichen mit den Werten, die Annaheim (1946, p. 143) angibt, erscheint diese Gesamteintiefung eher gering, vorausgesetzt natürlich, dass die Verschüttung der Talsohle nur bescheiden ist. Dies glaube ich aber annehmen zu dürfen, da es sich im Calancatal nicht um weite und entsprechend tiefreichende Schotterflächen handelt, die einen früheren See auffüllten, wie etwa im untern Misox, sondern meist um Bachschuttkegel, Gehängeschutt und Bergsturstrümmer von verhältnismässig geringer Ausdehnung, die in dem engen Tal den Fluss von seinem Felsbett abheben. Dies sind aber nur Vermutungen, die wirkliche Verschüttung ist unbekannt.

Eine nicht sehr bedeutende Eiserosion könnte damit erklärt werden, dass sich in dem engen Tal die untern Eispartien sicher nur langsam fortbewegten (Abscherung?). Ausserdem war die Eismächtigkeit in diesem hochsohligen Tal gering, und dann muss auch der Eisverlust durch Transfluenz ins Misox bei einem schon nicht sehr grossen Einzugsgebiet berücksichtigt werden (vgl. p. 21). Analog der heutigen Talverschüttung durch Bergstürze etc. dürfte auch die interglaziale beträchtlich gewesen sein. Sie hat die fluviale Tieferlegung in den eisfreien Zeiten gehemmt und die glaziale Eintiefung zu Beginn der Eiszeiten verzögert. Mit den weiter oben angeführten Vorbehalten scheint der pleistozäne Gesamtabtrag im ganzen mittleren Talabschnitt einigermassen gleichmässig gewesen zu sein, d. h. das heutige Längsprofil ist zwischen A. Alöгна und Buseno nicht gestuft, was wegen des Fehlens bedeutender Nebentäler und daher ins Gewicht fallender Konfluenz zu erwarten ist. (Siehe Tabelle 3, p. 29.)

Die *Trogwände* sind über weite Strecken nur noch sehr lückenhaft vorhanden. Schon bald unterhalb A. Pertusio sind die rechtsseitigen Flanken und mit ihnen die Leisten abgestürzt. Aber auch auf der linken Seite fehlen letztere, ohne dass Anzeichen für einen Absturz vorliegen. Es ist dies ein Hinweis darauf, dass der Bergsturz von Valbella, der wegen seiner Moränenbedeckung auf alle Fälle interglazial ist, eher in ein frühes Inter-glazial zu stellen ist, wodurch er während sehr langer Zeit den Eisstrom so stark nach links drängte, dass ihm sämtliche Leisten bis auf etwa 1800 m hinauf zum Opfer fielen. Terrassen treten erst wieder bei Mottra und Gaia auf und der Trog ist dann bis etwa Biez schön erhalten.

Hier aber weitet sich das Tal etwas und die Reste des Präglazials sind talabwärts beidseitig stark reduziert: Wir treten in den Talabschnitt ein, der durch die mächtigen, bis 350 m (Braggio) senkrecht aufstrebenden Wände gekennzeichnet ist.

(Nach: Wasserverhältnisse der Schweiz, Tessingebiet, 1913)

	Zuwachs in km ²	Zuwachs in ‰ des bisherigen Areal	Total km ²
Calancasca bis Bach aus V. Passetti	19,0		19,0
V. Passetti (4,8) u. V. Arbeòla (2,4)	7,2	38 ‰	26,2
rechtsseitige Zuflüsse v. V. Passetti b. V. Larsgè 6,7 linksseitige Zuflüsse v. V. Arbeòla b. V. Larsgè 3,4	10,1	39 ‰	36,3
V. Larsgè	8,4	23 ‰	44,7
rechtsseitige Zuflüsse v. V. Larsgè b. V. dell'Ör 12,8 linksseitige Zuflüsse v. V. Larsgè b. u. mit V. Ör 13,4 (V. Rì 4,2; V. dell'Ör 4,8)	26,2	59 ‰	70,9
rechtsseitige Zuflüsse v. V. dell'Ör b. R. d'Aion 9,8 (V. Piöv di dentro 4,8)			
linksseitige Zuflüsse v. V. dell'Ör b. u. mit R. d'Aion (R. d'Aion 4,5) 9,2	19,0	27 ‰	89,9
rechtsseitige Zuflüsse v. R. d'Aion b. R. d'Arvigo 10,0 (R. Piano 5,1)			
linksseitige Zuflüsse v. R. d'Aion b. R. d'Arvigo 8,2	18,2	20 ‰	108,1
rechtsseitige Zuflüsse v. u. mit R. d'Arvigo bis V. di Mosghè (R. d'Arvigo 4,8) 9,5			
linksseitige Zuflüsse v. R. d'Arvigo b. V. Mosghè 5,0	14,5	13 ‰	122,6
V. Mosghè	9,3	8 ‰	131,9
rechtsseitige Zuflüsse v. V. Mosghè bis Moesa 5,4 linksseitige Zuflüsse v. V. Mosghè bis Moesa 4,3	9,7	7 ‰	141,6
Moesa bis Calancasca	270,3 km ²		
Calancasca bis Moesa	141,6 km ² = 52 ‰		

Der Trog lässt sich als Grossform sehr deutlich erkennen, das Tal hat im Ueberblick, in der Kulisse, eine schöne Trogform. An einer bestimmten Hangpartie ist es jedoch nicht leicht, die genaue Stelle zu bezeichnen, wo die Trogschulter in die Trogwand übergeht. Die Trogsignaturen sind aus diesem Grunde auf der Grundkarte sehr vereinzelt und lassen kaum den Eindruck einer prägnanten Form aufkommen. Ist dies zu verwundern? Der Gletscher floss zu Ende der Eiszeit in einem andern Bett als zu Beginn, dieses vertiefte sich im Verlaufe des Pleistozäns zusehends, es passte sich seinen Erosionsbedingungen an. In jeder Periode der Eiszeit war der Gletscher ein anderer, suchte er eine etwas andere Trogform zu schaffen als vorher. In den Interglazialzeiten schaltete sich jeweils ein fluviatiles Regime ein. Der heutige Trog zeigt daher nicht eine einheitliche Form,

sondern er ist ein komplexer Trog, ein Abbild der sich im Laufe der Eiszeit ständig verändernden Verhältnisse.

Ausser dem Haupttal zeigen auch die grössern Nebentäler Trogformen, allerdings nur schwach, am stärksten das Valle Larsgè, dann auch noch das V. dei Passetti.

7. STUFENMÜNDUNGEN

a) *Mündungsstufe des Haupttales*

In der Mündungsstufe manifestiert sich die Erosionsdifferenz, die zwischen dem Misox und dem Calancatal entstanden ist. Sie ist den pleistozänen Gletschern zuzuschreiben und zwar, wie im folgenden begründet werden wird, den Gletschern *aller* Eiszeiten.

Die glaziale Eintiefung des Misox ist bei Grono zu 500 m (Unterschied zwischen dem präglazialen Niveau bei 800 m und dem heutigen Talboden bei 300 m) anzunehmen, diejenige des Calancatales bei Buseno zu ca. 150 m (Präglazial bei 850 m, heutiger Talboden bei 700 m). Die sich ergebende Differenz in der Glazialerosion von 350 m ist noch um die 50 m, die der Systemanstieg des Präglazials von der Moesa bis Buseno beträgt, zu vergrössern. Daraus ergibt sich die tatsächliche Stufenhöhe von 400 m (Buseno 700 m ü. M., Calancascamündung 300 m ü. M.), und zwar ohne Berücksichtigung der unbekannt mächtigen Tiefe der Aufschotterung bei Grono. Die 400 m stellen also einen Minimalwert dar, der, nach den Erfahrungen an andern Orten, nicht unbeträchtlich unter dem wirklichen Wert liegen dürfte.

Welches ist nun das Alter der Stufe? Die Systemrekonstruktion wird ihre postpliozäne Entstehung erweisen. Ausserdem kann sie nur durch sämtliche Eiszeiten erzeugt sein; denn ein Rückwandern auch nur der Günzstufe bis über Buseno hinauf ist nicht gut möglich. Eine Horizontalstanz von $3\frac{1}{2}$ km (Grono-Buseno), verteilt auf ca. 600 000 Jahre, ergibt nämlich etwa 6 mm Rückschnitt pro Jahr. Auch wenn man nun berücksichtigt, dass die Steile bzw. deren Kopf, rascher zurückwandert, als sich der Fluss senkrecht in sein Bett einfrisst¹, so erlauben es die Beobachtungen an postglazialen Schluchten kaum, für diese Erosionsleistung eine mehrfach kürzere Zeit anzunehmen, d. h. sie auf die Nacheiszeit zu beschränken. Eine weitere Ueberlegung führt zum gleichen Schluss: Da die Mündungsstufe nicht anders als glazial erklärt werden kann (siehe dazu auch Annaheim 1946, p. 139 oben), muss sie notwendig die Stufe der ganzen Eiszeit sein. Wäre nämlich die heutige Mündungsstufe nicht die totale glaziale Stufe, dann könnte sie nur eine einzige sein, nämlich die Würmstufe. Man müsste dann 3 weitere Stufen (eventuell als Sammelstufe) in einigemassen gleicher Grössenordnung weiter oben finden. Dies ist aber nicht der Fall. Die nächste bedeutende anstehende Steile ist diejenige bei der A. Pertusio, die sich später als Systemsteile erweisen wird. Ausserdem

¹ Eine einfache geometrische Ueberlegung zeigt, dass sich diese beiden Geschwindigkeiten bei nicht zu grosser Steilheit umgekehrt proportional dem Steigungsverhältnis verhalten, in unserm Fall also

$$\text{Höhe: Distanz} = 400 \text{ m} : 3\frac{1}{2} \text{ km} \approx 1 : 9.$$

Dies ergibt bei einem angenommenen Rückschnitt von 6 mm pro Jahr $\frac{2}{3}$ mm jährlichen Tiefenschnitt.

müsste dann die glaziale Gesamterosionsdifferenz gegenüber dem Misox ungefähr $4 (400 + x)$ m betragen, wo x die unbekannte Schottertiefe bei der Calancascamündung bedeutet, was schon für $x = 2$ absurd wäre.

Ein weiteres Indiz für die Richtigkeit der obigen Auffassung liegt darin, dass Annaheim (1946, p. 103, Fig. 5) die Höhe des Pu-Bodens bei Grono zu 650 m angibt. Dieser liegt also 150 m unter dem Präglazial, was ca. einem Viertel des gesamten eiszeitlichen Abtrags entsprechen würde.

Ferner wurde erkannt (p. 17), dass die Klamm bei Molina älter als postglazial sein muss.

Die eben begründete Auffassung vom Alter der Mündungsschlucht steht im Widerspruch zu Annaheim (1946), der p. 125 darlegt, dass die günglazialen Steilen des Sopraceneri bis unterhalb der Pu-Vollformen gewandert sind. Es scheint nun, dass das Calancatal von den dortigen Ueberlegungen ausgenommen werden muss (s. p. 48).

b) Stufenmündungen der Nebentäler

Die präglazialen Flachstrecken (p. 47 f.) der Nebenbäche brechen fast alle 150—200 m über der heutigen Talsohle ab, die Stufenhöhen sind also etwas grösser als die pleistozäne Eintiefung des Haupttales (wegen des Systemanstiegs ins Nebental), und sie steigen gegen Süden eher etwas an.

Nur zwei Stufen sind niedriger: Die Valle Larsgè mündet nur ca. 50 m über der Calancasca aus, weil das Haupttal hier durch den Bergsturz von Valbella aufgeschüttet ist. Es ist kein Grund vorhanden, im Anstehenden eine weniger hohe Mündungsstufe anzunehmen als bei den andern Nebentälern, so dass ich die Felssohle des Haupttales an dieser Stelle ca. 100 m unter dem heutigen Bett vermuten möchte.

Ähnlich liegt der Fall beim Nomnom-Bach. Aus der Spitze seines Schuttkegels schaut gerade noch das anstehende Ende der präglazialen Flachstrecke hervor, so dass also äusserlich gar keine Stufe sichtbar ist. Die Ursache ist hier natürlich im Bergsturz von Cauco zu suchen, auf dessen Hinterfüllung sich der Schuttkegel aufbaute.

Höhere Stufen als ca. 200 m weisen einzig die von der Braggio-Terrasse herabstürzenden Bäche auf, da hier das Präglazial fehlt, die Stufenhöhe also um den entsprechenden Systemabstand auf ca. 400 m vergrössert ist.

Die von Lautensach (1912, p. 102) im Calancatal vermissten typischen Stufenmündungen sind also sehr wohl vorhanden, und die von ihm angeführten Unstimmigkeiten in der Uebertiefung sind durch die neuen Befunde geklärt.

Heydweiller (p. 252 f.) schreibt die Stufenmündungen nicht dem Gletscher, sondern der sehr starken Hebung des Gebirges zu, so dass die Nebenbäche mit der Erosion nicht nachkamen. Die Stufenmündungen seien dann noch durch Seitwärtserodieren des Hauptflusses versteilt worden. Diese Auffassung ist besonders eindrucklich von Annaheim (1946, p. 133) widerlegt worden, so dass es sich erübrigt, nochmals darauf einzugehen.

V. MORÄNEN

1. WALLMORÄNEN

Sämtliche Moränenwälle wurden schon früher aufgezählt und nach Stadien geordnet dargestellt (Seiffert 1953). Es zeigte sich dabei zusammengefasst folgendes:

a) Als geeignetste Methode zur Bestimmung der zu einer Endmoräne gehörenden Schneegrenze erwies sich diejenige von Höfer (Klebensberg 1948/9, p. 32), wonach die Schneegrenze für kleine Gletscher annähernd in mittlerer Höhe zwischen Kammumrahmung und Gletscherende liegt. Man bekommt aber mit dieser Berechnungsart nur dann vernünftige Ergebnisse, wenn man sie nicht schematisch anwendet, sondern je nach der Exposition und je nach der Topographie Korrekturen anbringt (Jegerlehner 1902).

b) Die Moränen gliedern sich auf diese Weise in die historischen Gletscherstände von 1600 (Fernau-Stadium), 1820 und 1850, die aber im Calancatal nicht auseinanderzuhalten sind, und in die drei Stadien von ca. 900 m, ca. 600 m und ca. 300 m Schneegrenzdepression, die mit «Bühl»-, Gschnitz- und Daun-Stadium bezeichnet wurden. Die Gschnitz- und die Daun-Moränen sind etwa gleich zahlreich vertreten. Beide, die Daun-Moränen deutlicher, sind häufig gedoppelt, manchmal aber auch noch weiter aufgegliedert. Die «Bühl»-Moränen sind seltener und oft stark zerstört, denn die steilen untern Gehänge sind der Erhaltung von Lockermassen nicht günstig.

c) Während die Gschnitz- und die Daun-Moränen allgemein anerkannt sind und sicher überall verbreitete Phasen der Postglazialzeit darstellen, ist das Bühl-Stadium umstritten. Die diesem seinerzeit zugeteilten Moränen werden heute in den Ostalpen einerseits einer Würm-Rückzugsphase (Ammerseestadium) mit ca. 900 m Schneegrenzdepression und andererseits einem neuerlichen kurzen Vorstoss (Schlussvereisung nach Ampferer, Schlernstadium nach Klebensberg) mit ebenfalls ca. 900 m Depression zugewiesen. Es ist nun nicht zu verwundern, wenn diese beiden Moränengruppen im Alpeninnern, wie z. B. im Calancatal mit seinen kleinen, rasch reagierenden Gletscherlein, nicht voneinander zu trennen sind.

Beobachtungen, die einen raschen Vorstoss belegen würden, konnten keine gemacht werden.

Ich lasse es daher mit Rathjens (1954) bei der alten Bezeichnung «Bühl» bewenden und verstehe darunter Moränen, die einer Depression der Schneegrenze von ca. 900 m entsprechen. Die Uebertragung der neuern, in den Ostalpen gefundenen Stadienfolgen auf mein Gebiet erscheint mir zu gewagt. So konnte auch das Egesenstadium hier nicht sicher nachgewiesen werden.

d) Beim Hauptgletscher bietet sich folgende Situation dar: Einer Depression von 900 m würden theoretisch Endmoränen in einer Höhe von ca. 1000 m entsprechen. Ein Blick auf die topographischen Verhältnisse lässt aber sofort erkennen, dass bei der vorliegenden reinen Südexposition und dem in dieser Höhenlage geringen Gefälle des Talbodens das Gletscherende bedeutend höher liegen muss. Tatsächlich treffen wir bei Pian d'Asc in 1340 m Höhe auf Moränen, die man mit «Bühl» bezeichnen kann. Auch

ihre frischen Formen passen zu diesem Befund. Weiter talabwärts stossen wir erst wieder bei Dabbio auf bedeutende, die Mächtigkeit der überall vertretenen Grundmoränen wesentlich überschreitende Moränenmassen, die allerdings stark von Runsen durchfurcht sind und keine typische Endmoränenform (mehr?) zeigen, deren Endmoränennatur daher zweifelhaft ist. Aehnliches ist zu sagen von den weiter unten folgenden noch mächtigeren und noch stärker von aktiven Runsen zernagten Moränenmassen in der Mündungsschlucht zwischen Buseno und Castaneda (bei P. 629). Die Deutung dieser Akkumulationen ist nicht leicht. Da sie keine primäre Wallform zeigen, muss man sie als Grundmoräne ansprechen. Diese Anhäufungen befinden sich in einer Engstelle des Tales, kurz oberhalb der Einmündung ins Misox, können ihre Erklärung daher in einer gewissen Staulage finden. Sollte man aber die Moränen bei Dabbio doch als Endmoränen ansehen wollen — typische Endmoränenwälle können sich ja in der dortigen engen Talkerbe gar nicht ausbilden — dann müsste man sie dem Ammerseestadium zuweisen, diejenigen von Pian d'Asc infolgedessen dem Schlernstadium. Selbstverständlich versagt hier die Höfer'sche Methode.

MORÄNEN DES HAUPTGLETSCHERS

TABELLE 4

Moränen	Höhe der Umräumung	Höhe des Gletscherendes	Mittel = Schneegrenze	Expositionsabzug (Jegerlehner 1902)	Depression gegen heute (2850 m)	Phase
	m	m	m	m	m	
2400 m	3100	2400	2750	60	150	Historisch, Egesen ?
2200 m	3100	2200	2650	60	250	Daun II
Stabbio	3050	1900	2500	60	400	Daun I
Pertusio	3000	1560	2300	60	600	Gschnitz
Pian d'Asc	2950	1340	2150	60	750	« Bühl »
Dabbio (?)		800				Endmoränennatur fraglich
P. 629 (?)		600				Endmoränennatur fraglich

e) Endlich wären noch die schönen, hochgelegenen Moränenwälle um Pian di Scignan zu erwähnen. Ihre Lage in der Fortsetzung des Gebirgskammes P. della Molera — P. di Rentan und ihre Richtung, die gegen Giova weist, lässt sie als Mittelmoränen zwischen Calancasca- und Moesa-gletscher erkennen, entstanden zu einer Zeit, als das Eisstromnetz hocheiszeitlich entwickelt war. Sie setzen auf etwa 1600 m Höhe ein, was auf anderem Weg die hocheiszeitliche Schneegrenze bestätigt. (Einsetzen der Mittelmoränen an der Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet.)

2. GRUNDMORÄNE

Wie die Grundkarte zeigt, sind ausgedehnte Flächen mit Grundmoräne bedeckt; es handelt sich vor allem um die Verflachungen der Monti- und

der Alpzone, wo das zum grossen Teil feinkörnige, sandig-lehmige, an der Oberfläche verwitterte Material die Grundlage für die Gras- und Weidewirtschaft bildet. Weithin sind grundmoränenbedeckte Hänge aber auch mit Wald bestanden.

D. ALTANGELEGTE FORMEN

I. FORMCHARAKTER DES TALS

Im Vorstehenden wurde dargelegt, in welcher Weise das Tal im Quartär umgestaltet wurde. Es dürfte dabei klar geworden sein, dass es sich lediglich um eine Umformung durch die quartären Kräfte handelt. Die Talanlage als ganzes und ihre Ausgestaltung im grossen sind älter. Von einer Neuschöpfung kann man höchstens in den untersten Talpartien sprechen.

Das Charakteristische an der quartären Morphogenese liegt in der Dominanz der Eisarbeit. Der Gletscher erodiert diskontinuierlich, stufenbildend oder stufenverstärkend. Quantitativ am bedeutendsten wirkte sich die Glazialerosion aus durch die Veranlassung von Bergstürzen, die Formveränderungen in der Vertikalen von höchstens etwa 50—100 m verursachte, ferner durch die Karbildung (Tiefenschurf von bis zu etwa 100 Metern) und durch die Trogbildung (Eintiefung von etwa 100—150 m und seitliche Ausweitung). Verglichen mit der Höhenspannung des ganzen Talraumes, die vom Talgrund bis zu den Gipfeln um 1000—2000 m beträgt, stellt diese pleistozäne Umformung nur einen kleinen Bruchteil dar. Dies ist wohlverstanden rein zahlenmässig zu verstehen, denn der Eindruck, den die Landschaft macht, hat einen wesentlich andern Akzent, indem die frischen Glazialformen das Blickfeld beherrschen und die grossräumigeren Altformen eher in den Hintergrund zurücktreten lassen.

Welches sind nun diese ältesten noch festzustellenden Formelemente, und wie mag die Landschaft an der Wende vom Tertiär zum Quartär ausgesehen haben? Dies zu untersuchen ist nun im folgenden die Aufgabe.

Versuchen wir, einen Ueberblick über die alten Formen zu geben, so müssen in erster Linie die Hangverflachungen oder Terrassen erwähnt werden, die die Hänge deutlich stufen, die aber in ihrem Habitus und in ihrer Lagebeziehung zueinander vom quartären Formenschatz grundsätzlich abweichen. Auch grössenordnungsmässig fällt eine Felsterrasse wie etwa diejenige von Braggio vollkommen aus dem Rahmen des in diesem Tal glazial Möglichen heraus.

Ein weiteres Formelement, das nicht jung sein kann, ist die Gipfelflur. Sie ist sehr schön zu beobachten; es ist sogar eine Abtreppe angedeutet. Da die Gipfelflur aber ein statistischer Begriff ist, können aus den wenigen Gipfeln, die das Calancatal umrahmen, keine Schlüsse gezogen werden. Ich lasse es daher mit einer profilartigen Darstellung der Gipfelhöhen (Figur 6) bewenden und verweise auf Annaheim (1946, p. 89 ff.), der ein weit grösseres Gebiet auswertete und in der Gipfelflurtreppe das Abbild der ältesten, noch erkennbaren Abtragungszyklen erkannte.

Vorerst wird es nun nötig sein, das Terrassenproblem eingehend zu erörtern.

II. DISKUSSION DER BISHERIGEN AUFFASSUNGEN

Hier befinden wir uns nun an dem Punkt, wo die Ansichten von Lautensach (1912) und Heydweiller (1918) grundsätzlich auseinandergehen. Während der erstere Autor annimmt, dass die meisten anstehenden Verflachungen Reste alter, fluviatiler Eintiefungseinheiten seien, bestreitet dies die letztgenannte Autorin kategorisch und erklärt die Verflachungen als Schichtflächen, Karböden etc. Es ist eine Hauptaufgabe dieser Arbeit, zu versuchen, diese Streitfrage einer Lösung näher zu bringen. Allerdings soll nicht von der theoretischen Seite her an diese Frage herangetreten werden, sondern anhand der Beobachtungen im Untersuchungsgebiet und im Anschluss an die von Heydweiller vorgebrachte Kritik an Lautensach, da sie dieselbe ihrerseits auf die im Calancatal und seiner näheren Umgebung angestellten Untersuchungen aufbaut.

Heydweiller führt zur Begründung ihrer Auffassung p. 254 ff. im einzelnen folgendes an:

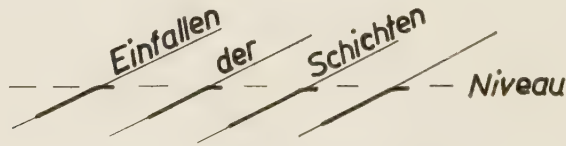
1. Die Verflachungen könnten unmöglich Teile von alten Talböden darstellen; denn sie seien
 - a) Schichtterrassen,
 - b) Karböden,
 - c) Bergsturz-, Moränen- und andere Akkumulationsverflachungen oder
 - d) Passlücken und Sporne.
2. Ihre Verknüpfung über weite Strecken sei unmöglich; werde sie trotzdem vorgenommen, so sei sie willkürlich.
3. Es sei undenkbar, dass diese hohen Verflachungen seit dem Pliozän unverändert allen Angriffen widerstanden hätten, während darunter Hunderte von Metern erodiert wurden.
4. Die angegebenen Talböden, besonders der Pe-Talboden, sei viel zu breit. Er lasse eine zu kleine Basis übrig für die früher sicher mächtigeren Kämme und Gipfel.
5. Es müssten folgende Voraussetzungen gelten:
 - a) Ruckweises Heben des Alpenkörpers, nicht allmähliches.
 - b) Hebung längs einer Linie.
 - c) Die Perioden zwischen den Hebungen werden immer kürzer.
 - d) Das neue Einschneiden geschieht immer in der Talmitte.
6. Nur wenige Terrassen blieben übrig, die nicht anders denn als Teile früherer Talböden erklärt werden könnten, aber nur in tieferen Hanglagen und ohne dass sie über grössere Strecken oder sogar ganze Täler verbunden werden könnten.

Alle diese Einwände sind ernst zu nehmen, entspringen sie doch z. T. richtigen Beobachtungen oder Ueberlegungen und werden auch heute noch vorgebracht (z. B. Gerber 1956). Sie seien daher der Reihe nach ausführlich diskutiert.

1. VERFLACHUNGEN

a) Schichtterrassen

Es ist selbstverständlich, dass reine und isolierte Schichtterrassen nicht zur Konstruktion eines Talbodens herangezogen werden dürfen. Andererseits kann eine Schichtterrasse zufällig ein Stück eines Talbodens sein, oder, anders gesagt, darf die Existenz eines Talbodens nicht deshalb abgelehnt werden, weil eine Schichtterrasse in ein aus anderen Elementen konstruiertes Niveau passt. Im Calancatal ist dieses Problem besonders heikel; denn es fällt dem Beobachter sofort auf, wie stark sich der Schichtverlauf in der Oberflächenformung ausprägt. Es gilt dies besonders für den hinteren Talabschnitt, wo dieses Strukturelement auf der Landeskarte 1 : 50 000 sehr schön herausgearbeitet ist (vgl. auch Photo 2). Es scheint also auf den ersten Blick, dass da jeder Versuch, alte Niveaus zu rekonstruieren, aussichtslos sei, indem der ganze Hang als mit Schichtterrassen bedeckt erscheint. Versenkt man sich aber intensiver in die Formenwelt, so erkennt man, dass die Oberfläche wohl im Kleinen durch die Gneisbänke bestimmt ist, dass aber die Grossformen von der Schichtung unabhängig sind und ihren eigenen Gesetzen folgen. Dieser Befund wird erhärtet durch die Profile. Die Terrassen, die ich auf den neun im Talhintergrund (um bei diesem Beispiel zu bleiben) gezogenen Hangprofilen gegen die Talmitte verlängerte, ordnen sich nämlich zwanglos und eindeutig in vier verschiedene Niveaus ein, die sich talabwärts leicht senken, vom Nordostfallen der Schichten also vollständig unabhängig sind. Ebenso ist kein Unterschied zwischen rechter und linker Talseite festzustellen. Wir stehen hier also vor der bemerkenswerten Tatsache, die sich im übrigen Tal mehrmals wiederholt, dass Terrassen, von



Figur 4 SCHICHTTERRASSEN

denen jede für sich in ihrer Kleinformung dem Schichtstreichen angepasst ist, sich in ihrer Eigenschaft als Teil eines grösseren Komplexes verknüpfen lassen, wobei ein bestimmtes Niveau jeweils von Schicht zu Schicht springt, resp. eine bestimmte Schicht in ihrem Verlauf verschiedenen Niveaus angehören kann. (Siehe Figur 4.)

b) Karböden

Im Kapitel über die Kare wurde gezeigt, wie die Gletscher fluviatil geschaffene Ausgangsformen zu Karschüsseln ausschürften. Es ist klar, dass sich dabei besonders der Karboden sehr weit von seiner Ausgangsform wegentwickelte. Er wurde vielleicht 50 m, vielleicht 100 m tiefer gelegt und vor allem in seinem Gefälle verändert, und zwar im Sinne der Gefällsverminderung. Das Gefälle kann zu null oder gar gegenläufig

werden (Karssee, Karschwelle). Es ist daher selbstverständlich, dass man einen Karboden nicht wie eine Hangterrasse direkt zur Niveaueonstruktion verwenden und z. B. im Querprofil einfach zur Talmitte verlängern kann. Man muss daher bei den Karen die Glazialerosion berücksichtigen, was natürlich nur schätzungsweise möglich ist.

Wenn dann aber die Karböden einem bestimmten Niveau zugeschrieben werden, einem Niveau, das ja auch unter Verwendung der Kare rekonstruiert wurde, ist es unerlässlich, genau zu überlegen, ob hierbei nicht ein Zirkelschluss vorgenommen wird. Dies kann aber verneint werden, da die Karböden nur *eines* unter vielen Konstruktionselementen darstellen und die zwanglos mögliche Einordnung der Kare in die aus den übrigen Elementen sich ergebenden Niveaus gerade einen Beweis für ihre präglaziale fluviale Anlage liefert.

c) Bergsturz-, Moränen- und andere Akkumulations-Verflachungen

Hier sind nicht viele Worte zu verlieren. Es herrscht Einigkeit darüber, dass alle diese Ebenheiten sorgfältig auszuscheiden sind und niemals zur Rekonstruktion alter Niveaus herangezogen werden dürfen. Im Gegensatz zu den Schichtterrassen können sie natürlich auch dann nicht zu einem Niveau gerechnet werden, wenn sie zufällig in ein solches hineinpassen. Durch soweit als möglich lückenlose Begehung des Geländes und Heranziehung der publizierten geologischen Arbeiten und Karten hoffe ich, dass es mir gelungen sei, alle diese Fälle auszuscheiden. Insbesondere sei auch hier darauf hingewiesen, dass die Terrasse, die das Maiensäss Valbella trägt, und die darüberliegenden Hänge als nicht anstehend erkannt wurden. Uebrigens gibt es auch Fälle, wo man Verebnungen im Anstehenden nicht verwenden darf, z. B. wenn es sich um den Boden einer Ausbruchsnische handeln könnte, wie z. B. die Verebnung bei der A. Pianascio.

d) Passlücken und Sporne

Die Passlücken unseres Gebietes sind meist keine fluvial angelegten Altformen, sondern aus der Verschneidung der beidseitigen Gratrückwitterung entstanden und z. T. durch Eistransfluenz ausgeschliffen. Etwaige ebene Stellen in der Silhouette sind also keine Verflachungen. Oft gehören allerdings die Pässe noch zum Hintergehänge einer davor sich ausdehnenden Verebnung, wie z. B. der Pso. di Trescolmen, der Pso. di Buffalora u. a. Eine Ausnahme stellt der Passo Passetti dar. Er ist sehr langgestreckt und flach, wie ein Taltorso. Er ist sicher ein Teil einer alten Eintiefungseinheit, wenn er auch glazial stark modifiziert erscheint.

Ähnlich liegt das Problem bei den Spornen. Ist ein solcher scharfkantig, so stellt er zweifellos die Verschneidung der jeweiligen Hangflächen dar, und die, von der Seite gesehen, augenfällige Verflachung ist nur scheinbar. Sobald aber ein Sporn eine eigentliche Oberfläche aufweist (Flachsporn), so kann diese Spornfläche nicht durch Verschneidung aus den beiden anschliessenden Hängen entstanden sein, sondern sie ist ein

mehr oder weniger unveränderter Flachrest des Haupttalhangs, resp. dessen Uebergang zum Flachrest des Nebentalhangs. Es wäre ein unnötiger Verzicht auf wertvolles Belegmaterial, wollte man diese Flachsporne nicht einbeziehen. Besonders wichtig sind in unserm Gebiet die beiden Flachsporne am Talausgang, derjenige von Pian di Scignan im Osten und die Spornterrasse P. Molinera-Giova im Westen.

2. UNMÖGLICHKEIT, DIE TERRASSEN ZU VERKNÜPFEN

Dies kann sehr einfach widerlegt werden, denn allein schon die oben unter Punkt 6 zugegebene Tatsache, dass Reste alter Talböden existieren, impliziert die Möglichkeit, diese Reste zu verknüpfen.

3. UNMÖGLICHKEIT, DASS SICH DIE ALTEN TALBÖDEN SEIT DEM PLIOZÄN UNVERÄNDERT ERHALTEN HÄTTEN

Dies ist in der Tat nicht zu erwarten. Die Abtragungsvorgänge an den Hängen eines fluviatilen Zyklus gingen (und gehen heute noch) weiter, unbekümmert darum, ob sich in seinen tiefern Partien ein neuer Zyklus herausarbeitete oder nicht, nur war der Prozess relativ zum neuen Zyklus stark verlangsamt. Mit der Eiszeit trat ein ganz anderes Regime ein. Sämtliche Formen wurden, teils sehr schwach, teils äusserst kräftig, deformiert und zwar unberechenbar, weshalb ja der Verlauf der alten fluviatilen Systeme so schwer zu enträtseln ist. Die heutigen Formen sind nur noch die stark verzerrten Projektionen der präglazialen. Trotzdem muss versucht werden, Licht in das Dunkel der früheren Zusammenhänge zu bringen.

4. BREITE DER ALTEN TALBÖDEN

Die Rückwände hörten nie auf zurückzuwittern. Besonders stark zurückgelegt wurden die Kämme durch die Tätigkeit der Kare, zumal dann, wenn die Hintergehänge schon präglazial steil waren, was für die inneren Alpengebiete anzunehmen ist (Annaheim 1946, p. 95). Die alten Täler waren also tatsächlich nicht so breit, wie sie sich heute darbieten, womit die geforderte breitere Basis für die Kämme und Gipfel vorhanden gewesen ist. Indessen verlangt ja die anzunehmende fortgeschrittene Reife der Systeme eine erhebliche Breitenentwicklung der entsprechenden Täler.

5. VORAUSSETZUNGEN FÜR DIE BILDUNG VON TALBÖDEN

a) *Ruckweises Heben des Alpenkörpers*

Es liegt kein Grund vor, dies abzulehnen. Spannungen im Innern der Erdrinde können sich allmählich steigern, ohne dass vorerst orogenetische Bewegungen entstehen, bis zu einem bestimmten Zeitpunkt, an dem sich die aufgestauten Kräfte plötzlich auslösen. Solche Verstellungen sind be-

legt, und zwar bis in die neueste Zeit hinein. So fand z. B. Jäckli (1951) ganz in der Nähe, bei Truns, Verwerfungen jungquartären Alters im Granit, mit Sprunghöhen bis zu 30 m. Ruckweise kann auch relativ verstanden werden: Eine, geologisch gesprochen, momentane Hebung kann sich über Jahrtausende erstrecken.

b) Hebung längs einer Linie

Diese Forderung scheint erhoben worden zu sein, um einen Anfangspunkt für die Steilenrückwanderung zu haben (Initialsteile). Es ist aber zu beachten, dass der Stockwerkbau der Täler, d. h. die Auffassung von den ineinandergeschachtelten fluviatilen Zyklen, nicht notwendig die Annahme einer Initialsteile voraussetzt. Die Neubelebung der Erosion kann auch durch Schiefstellung des Alpenabhangs, d. h. durch Hebung des Gebirgsinnern ausgelöst werden und im weiteren Verlauf zu Steilenbildung führen. Es ist also nicht nötig, dass sich der Alpenkörper jeweils längs einer Linie hob.

c) Immer kürzer werdende Perioden zwischen den einzelnen Hebungen

Hier dürfte die schon unter Punkt 3 abgelehnte Auffassung hereinspielen, dass ein fluviatiler Zyklus von dem Moment an sich weiterzuentwickeln aufhört, in dem ein neuer Zyklus sich im Tal einzufressen beginnt. Der frühere Zyklus hat auf alle Fälle einen Vorsprung, so dass eine Ineinanderschachtelung auch bei gleich langen Perioden möglich ist. Dauert eine spätere Periode jedoch länger, kann der vorhergehende Zyklus eingeholt, verschluckt werden, und er hinterlässt keine Spuren.

d) Jedes neue Einschneiden beginnt in der Talmitte

Auch dies ist nicht nötig. Es wird wohl niemand verlangen, dass die Terrassen immer auf beiden Seiten des Tales vorhanden und gleich breit seien. Es ist im Gegenteil häufig genug zu beobachten, dass zu einer schönen Terrasse eine zugehörige Verflachung am gegenüberliegenden Hang fehlt. Nach einer Talverschüttung z. B., wie sie für das Pliozän nachgewiesen ist (Annaheim 1946, p. 76 f.), sind Flussverlegungen zu erwarten. Gerade wegen dieser Asymmetrie habe ich die Profile jeweils nur über den Hang einer Talseite geführt und nicht von Kamm zu Kamm (vgl. p. 8).

6. UNMÖGLICHKEIT, VORHANDENE TALBODENRESTE ÜBER GRÖßERE STRECKEN ZU VERFOLGEN

Dieser Einwand dürfte durch das Vorstehende und die beobachteten Tatsachen genügend widerlegt sein (siehe Punkt 2). Die Verfolgung der Talbodenreste ist wohl sehr schwierig, aber nicht unmöglich.

Nach dieser längeren Diskussion der Heydweiller'schen Einwendungen sei nun noch kurz auf die Kritik von Strasser (1928) eingegangen, wenigstens soweit sie verständlich vorgetragen ist. Er erklärt, die höheren Ter-

rassensysteme, deren Existenz im übrigen nicht bestritten wird, als Kontaktflächen zwischen weicherem und hartem Gestein und schreibt p. 66: «Der harte Tessinergneis bildet die Unterlage des alten Talbodens». Sofort widerspricht er aber dieser seiner Auffassung wieder mit der Bemerkung: «Die unterste Terrasse, sowie die vielen Zwischenterrassen sind ohne zu ergründende Ursache in den Tessingneis eingeschnitten». Was ferner der Satz: «Also wären die Terrassen keine alten ‚Talböden‘, sondern Zeugen der einstigen Glazialzeiten» bedeuten soll, ist nicht einzusehen.

Kündig (1926) befasst sich nicht mit dem Terrassenproblem.

III. REKONSTRUKTION UND INTERPRETATION DER TERRASSENIVEAUS

1. ZUR METHODE

Die nach den obigen Ausführungen als sinnvoll erkannte Aufgabe, die gefundenen Terrassen in Niveaus einzuordnen, kann von drei verschiedenen Seiten her ¹ angegangen werden.

Erstens kann man versuchen, die Verflachungen aus der Beobachtung heraus zu ordnen, und zwar sowohl in der Natur selbst, als auch unter Zuhilfenahme von Karten und Photographien (eventuell stereoskopischen). Dieser Methode wird häufig Subjektivität vorgeworfen, was nicht immer leicht zu widerlegen sein dürfte.

Um diesem Vorwurf zu entgehen, kann man das Problem auch von einer zweiten Seite her angreifen, nämlich der graphisch-statistischen, indem man möglichst viele Querprofile zeichnet, auf diesen die sich abzeichnenden Terrassen durch die Luft bis über die Talmitte fortgesetzt und die so erhaltenen Talbodenhöhen auf einem Längsprofil einzeichnet. Auf diesem zieht man dann Linien dergestalt, dass möglichst viele Talbodenhöhen auf ihnen oder nahe bei ihnen liegen, d. h. man erhält die Niveaus als statistische Mittelwerte der um den richtigen Wert schwankenden, weil mit Fehlern behafteten, Einzelwerte.

Drittens kann man die für das Arbeitsgebiet schon vorliegenden Systemrekonstruktionen verwenden, z. B. die klassische Arbeit von Lautensach, die dort angeführten Systeme überprüfen und bestätigen und die angegebenen Terrassen durch weitere Beobachtungen vermehren. Wegen der Willkür, die in der Extrapolation der Hangstücke bis zur Talbodenmitte liegt, gelingt es bei «zielbewusstem» Arbeiten leicht, die Talbodenstücke gerade so zu verlängern, dass sie sich in die vorhandenen Systeme einordnen!

Von dieser letzteren Methode wollte ich absehen, da sie kaum neue Gesichtspunkte bringt und die offenen Fragen einer Lösung nicht näher führt.

Als den aussichtsreichsten Weg erachtete ich zunächst den zweiten und führte ihn für das Calancatal durch. Leider war das Ergebnis dieser

¹ Es dürfte kaum nötig sein, noch auf die Möglichkeit einzugehen, Terrassenverknüpfungen rein nach den Höhenangaben der Karte vorzunehmen, ohne Profile zu zeichnen und ohne das Gebiet besucht zu haben. Es ist klar, dass dies beim heutigen Stand der morphologischen Wissenschaft nicht mehr vertretbar ist.

Arbeit enttäuschend, denn die in den Querprofilen erhaltenen Höhenkoten liessen sich auf dem Längsprofil nur an wenigen Stellen ohne weiteres verknüpfen und boten über weite Strecken ein verwirrendes Bild. Dies ist nicht verwunderlich, denn auch diese Methode ist nicht frei von Fehlerquellen, die weniger in der Konstruktionsart selbst, als in der Komplexität der Natur begründet sind, und zwar bestehen folgende Unsicherheiten, die einen Einfluss auf die Höhe der konstruierten Talbodenmitte haben:

- a) Wie ist die Krümmung der Verbindungslinie zu wählen?
- b) Wo liegt für das betreffende Niveau die Talmitte?
- c) Wie tief ist die Terrasse mit Akkumulationen bedeckt?
- d) In welchem Ausmass ist die Terrasse glazial verformt und erniedrigt?

Ich habe daraufhin diesen Unsicherheitsfaktoren dadurch soweit als möglich Rechnung getragen, dass ich zu jeder im Längsprofil eingetragenen Talbodenhöhe eine abgeschätzte Fehlergrenze angab. Dabei zeigte sich aber leider, dass die Fehlergrenzen in die Grössenordnung der sich abzeichnenden Systemabstände fielen, womit sich eine eindeutige Einordnung der Terrassen mit dieser graphisch-statistischen Methode allein als unmöglich erwies. Es mag dies eine besondere Schwierigkeit beim Calancatal sein; denn die sehr grosse Steilheit der Gehänge, die Enge des Talraums und die starke Verschüttung sind der Erhaltung alter Formen nicht günstig, so dass die brauchbaren Reste so stark dezimiert und, wo noch vorhanden, deformiert sind, dass die statistische Methode allein eben versagen muss.

Ich nahm nun die oben erwähnte erste Methode, auf die ich bis jetzt konsequent verzichtete, zusätzlich zu Hilfe, indem ich durch Beobachtung und Vergleich, durch Abwägen des Formcharakters und Beurteilung der Lage, durch Abschätzung des glazialen Abtrags und der Schuttbedeckung die rein statistisch angedeuteten Niveaus durch immer mehr Zuordnungen festlegte, ohne jedoch die oben erwähnten Fehlergrenzen zu überschreiten, womit der Methode ihre volle Objektivität gewahrt wurde.

Eine grosse Hilfe bei dieser Arbeit waren die stereometrischen Luftaufnahmen, die eine ständige Kontrolle der Zuordnung im Ueberblick gestatteten. Ueberhaupt ist es wichtig, dass durch die Kombination der verschiedenen Hilfsmittel und Arbeitsweisen mögliche Fehler ausgeschaltet werden können. So zeigt sich etwa im Profil ein Gehängeknick, der aber nicht einer vermeintlichen Terrasse entspricht, denn der Blick auf die Karte oder das Gelände zeigt, dass das Profil eine schräg im Hang verlaufende Runse quert, die zu treffen nicht vermieden werden konnte. Umgekehrt entdeckt man im Gelände oft die schönste Terrasse, die aber durch das Profil nicht bestätigt wird. Das Auge liess sich nämlich durch eine Rundung täuschen. Meist sind ja die Verflachungen als Maiensässe oder Alpweiden genutzt, aber nicht immer. Es gibt Fälle, wo die Wiese nicht flacher ist als der umgebende Wald. Vielleicht ist einfach der Boden geeigneter. Und es gibt hinwiederum die schönsten Verflachungen im Wald, die man leicht übersieht. Viele irrtümliche Terrassenerwähnungen und -einordnungen, die man in der Literatur antrifft, dürften so zu erklären sein. Man darf sich übrigens auch nicht darauf verlassen, dass Geländeteile mit Fels-

signatur (Landeskarte 1 : 50 000) immer steiler seien als solche mit Isohypsen ¹.

2. DIE NIVEAUS

Das Ergebnis dieser Arbeit ist die Erkenntnis von sechs verschiedenen Niveaus, die ich nach geeigneten Lokalitäten im untern Talteil benenne. Ihre Namen sind:

Pian di Mem - Niveau
 Scignan - Niveau
 Prepiantó - Niveau
 Giova - Niveau
 Sta. Maria - Niveau
 Buseno - Niveau

Die Abstände und die Gefälle der einzelnen Niveaus sind in der Tabelle 5 aufgeführt, deren Angaben dem Längsprofil (Figur 8, Anhang) entnommen sind.

GEFÄLLSVERHÄLTNISSE

TABELLE 5

Ort	Stabbio P. 2008		Val- bella		Rossa		Buseno		Moesa
Distanz		7,0 km		3,0 km		11,3 km		4,3 km	
		△ h		△ h		△ h		△ h	
Pian di Mem- Niveau	2610 m		?		?		1740 m		?
△ h	200 m						230 m		
Scignan- Niveau	2410 m	400 m = 57 ‰	2010 m	110 m = 37 ‰	1900 m	390 m = 35 ‰	1510 m	50 m = 12 ‰	1460 m
△ h	160 m		270 m		290 m		220 m		230 m
Prepiantó- Niveau	2250 m	510 m = 73 ‰	1740 m	130 m = 43 ‰	1610 m	320 m = 28 ‰	1290 m	60 m = 14 ‰	1230 m
△ h	140 m		200 m		220 m		210 m		220 m
Giova- Niveau	2110 m	570 m = 81 ‰	1540 m	150 m = 50 ‰	1390 m	310 m = 27 ‰	1080 m	70 m = 16 ‰	1010 m
△ h			190 m		180 m		220 m		220 m
Sta. Maria- Niveau			1350 m	140 m = 47 ‰	1210 m	350 m = 31 ‰	860 m	70 m = 16 ‰	790 m
△ h			130 m ?		140 m		170 m		230 m
Buseno- Niveau			1220 m ?	150 m = 50 ‰ ?	1070 m	380 m = 34 ‰	690 m	130 m = 30 ‰	560 m

¹ Dass die Felspartien auf der Landeskarte 1 : 50 000 keine Isohypsen tragen, erwies sich für eine Untersuchung wie die vorliegende als Nachteil, der auch dadurch nicht stark gemildert wurde, dass mir eine Kopie der photogrammetrischen Auswertung zur Verfügung stand, da diese oft gerade an den kritischen Stellen Lücken aufweist.

Es sei hier betont, dass die Höhen der Niveaus keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit erheben können, sind sie doch aus Häufungsstellen von Talbodenhöhen entstanden. Die Niveaus sind daher im Längsprofil nicht als Linien ausgezogen, die eine nicht vorhandene Genauigkeit vortäuschen würden, sondern sie sind durch eine Rastersignatur angedeutet, die eine Höhenzone, in der das betreffende Niveau liegt, symbolisiert.

Eine Terrasse wurde nur dann in ein Niveau eingewiesen, wenn die aus dem Querprofil ermittelte Talbodenhöhe vom Niveau keinen grösseren Abstand hatte, als die mit der betreffenden Talbodenhöhe verknüpfte Fehlergrenze.

Zwischen den Niveaus blieben dann noch weitere, meist unbedeutendere Verflachungen übrig, bei denen es willkürlich gewesen wäre, sie dem obern oder dem untern Niveau zuzuordnen. Es stellt sich nun die Frage nach der Deutung dieser sich nicht einfügenden Reste. In der Literatur werden Zwischenniveaus erwähnt; ich möchte indessen darauf verzichten, hier noch weitere Verknüpfungen zu versuchen. Denn die Verflachungen haben ja eine sehr bewegte Geschichte hinter sich, sie sind vor allem glazial verschieden stark bearbeitet worden, was insbesondere zu der grossen Streuung führte. Berücksichtigt man noch die übrigen, weiter oben erwähnten Unsicherheiten in der Festlegung der Höhe der Talbodenmitte, so erscheint es als ausgeschlossen, im Calancatal noch weitere Niveaus zwischen den angegebenen konstruieren zu können, obschon ihre Nichtexistenz nicht bewiesen werden kann. Die zwischen den Niveaus liegenden Verflachungen dürften daher entweder dem darüber- oder dem darunterliegenden Niveau angehören; es ist aber unmöglich, sie dem einen oder andern zuzuweisen.

Die Unkenntnis des eiszeitlichen Abtrags an einer bestimmten Stelle und sein im allgemeinen doch beträchtliches Ausmass von maximal bis zu 150 oder 200 m (siehe Beispiele S. 44) haben nun die weitere Konsequenz, dass ein Flachrest *eiszeitlich so stark erniedrigt* sein kann, dass er *in die Nähe des nächsttieferen Niveaus gelangt* oder sogar genau in dieses hineinpasst, sofern dieses Niveau aus Resten rekonstruiert ist, die glazial nur schwach beeinflusst sind. Anerkennt man dies, wenn auch nur für Einzelfälle, so muss die Auffassung von genetisch einheitlichen Niveaus aufgegeben werden.

Ich verwende daher den Ausdruck *Niveau* rein morphographisch als Oberbegriff für Reste, die sich heute um ein bestimmtes Talstockwerk gruppieren. Mit dem genetischen Begriff *System* seien hingegen die Reste eines bestimmten fluviatilen Zyklus' zusammengefasst.

Soll nun eine zeitliche Festlegung der Terrassenniveaus versucht werden, so erweist sich dieses Problem als durch die möglicherweise genetisch nicht einheitliche Zusammensetzung der Niveaus erschwert, kommt doch einem bestimmten Niveau nicht durchwegs eine bestimmte Entstehungszeit bzw. ein bestimmter Eintiefungszyklus zu. Immerhin lässt sich zu den einzelnen Niveaus des Calancatales folgendes sagen:

Das *Sta. Maria-Niveau* — um mit diesem zu beginnen — stellt für Flächen, die pleistozän wenig beeinflusst sind, das *präglaziale System* dar. Es ist dasjenige Niveau, auf das die oberhalb der Mündungsstufen gelegenen

Flachstrecken der Seitentälchen hinauslaufen. Diese Seitentalböden haben, soweit es sich nicht um Kare handelt, seit dem Ende des Pliozäns im wesentlichen stagniert und können daher dazu dienen, das Präglazial festzulegen (siehe auch Annaheim 1946, p. 135 und 136).

Wegen des Mangels an Detailuntersuchungen im Misox erstellte ich zur Kontrolle noch die Längsprofile der dem Calancatal gegenüberliegenden Val Cama, Val Leggia, Val Grono und Val Traversagna (nach der Landeskarte 1 : 50 000) und fand für die drei erstgenannten die gleichen Verhältnisse wie bei den Nebentälchen des Calancatales. Ihre untersten Flachstrecken weisen alle auf 800 m hinaus. Bei der Val Traversagna sind die Verhältnisse komplizierter, und dieses Tal scheint morphogenetisch auf gleicher Stufe zu stehen wie das Calancatal, indem wir die präglaziale Vollform erst im sekundären Nebental der V. d'Albionasca finden. Aber auch sie zieht auf etwa 800 m hinaus. Diese Interpretation des Sta. Maria-Niveaus wird noch dadurch bestätigt, dass dieses ca. 150 m über dem von Annaheim (1946, Figur p. 103) im Misox in 650 m Höhe angegebenen Pu-System hinausläuft. Diese 150 m stellen definitionsgemäss den günzeiszeitlichen Abtrag an dieser Stelle dar.

Es fallen aber ins Sta. Maria-Niveau sicher auch Terrassen, die nicht dem präglazialen System angehörten, sondern dem nächstälteren, nämlich diejenigen, die dem Gletscherschurf besonders stark ausgesetzt waren. Welche das sind, kann höchstens vermutet werden. So kann man z. B. annehmen, dass die Terrassen von Masciadone in ähnlichem Ausmass glazial erniedrigt wurden wie die Talsohle selbst. Je nachdem man die Eiswirkung beurteilt, muss man eventuell auch die Dorfterrasse von Sta. Maria und den südöstlich anschliessenden Sporn um einen Zyklus höherschalten, mit andern Worten: Statt anzunehmen, die Verflachung stelle einen glazial wenig beeinflussten Rest des präglazialen Systems dar, könnte man auch die Auffassung vertreten, es handle sich um einen Rest des nächstälteren Systems, der aber glazial sehr stark abgetragen wurde. Ein Beweis für die eine oder die andere Auffassung liegt leider nicht vor. In Anbetracht der ausgesprochenen Refugiallage dürfte eher das erstere zutreffen.

Das Sta. Maria-Niveau hat im Haupttal seine sehr rudimentäre Vollform um P. 1862, also beinahe am Talschluss, ein Ergebnis, das mit den Befunden von Gyax (1934/35) im Verzascatal übereinstimmt.

Die von Lautensach (1912, p. 64) beim Sobrio-Niveau (abgekürzt So-Niveau) angeführten wenigen Leisten gehören alle ins Sta. Maria-Niveau, mit Ausnahme von Scandelascio, das dem nächsthöheren Niveau zugewiesen werden muss.

Das *Scignan-Niveau* streicht über der Moesa in 1450 m Höhe aus, entspricht also dem Petanetto-Niveau (abgekürzt Pe-Niveau) von Lautensach, obwohl im einzelnen die Zuordnung der Terrassen und die Höhenlage des Niveaus mit diesem Autor nicht immer übereinstimmen. Es ist in grösseren Verebnungen durch das ganze Tal zu verfolgen und setzt nur an wenigen Stellen aus. Seine Flächen umrahmen viele Kare und bilden meist die Basis der Kämme und Gipfel. Genetisch dürfte das Niveau ziemlich einheitlicher Entstehung sein und also zur Hauptsache dem selben Eintiefungszyklus an-

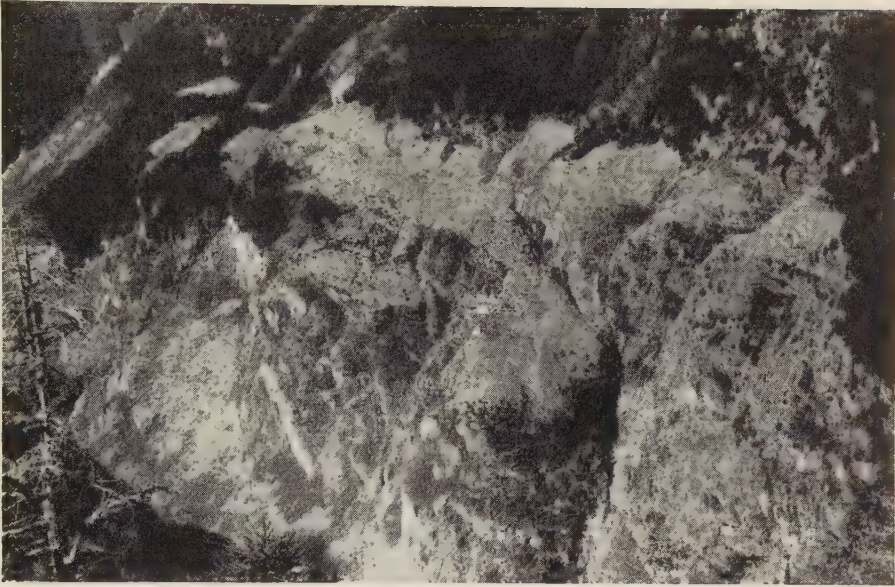


Photo 10 Blick auf die Terrassen von Landarenca und seiner Monti. Man erkennt leicht, dass zwei verschiedene Niveaus beteiligt sind.

gehören. Vermutlich sind die drei Tröglein unter Btta. Alta, Btta. di Pianca Geneura und Btta. di Piöv di fuori ins nächstältere System eingetieft.

Annaheim (1946, p. 87) erwähnt eine Unstimmigkeit, die darin liegt, dass Lautensach die Alpe di Carnacc und die Fläche von Prepianτό ins gleiche, nämlich ins Pe-Niveau einordnete. Ich konnte nun tatsächlich die Alpe di Carnacc dem Scignan-Niveau und die Monti di Prepianτό dem nächsttiefern Niveau zuweisen.

Darüber liegen die nur wenig ausgedehnten und im ganzen Mittelteil des Tales fehlenden Flächen des *Pian di Mem-Niveaus*, auf deren Vorhandensein schon Annaheim (1946, p. 87) hinwies.

Noch *höhere Verflachungen* finden sich vereinzelt, doch ist es nicht möglich, sie irgendwie zu verknüpfen.

Zwischen dem Sta. Maria-Niveau und dem Scignan-Niveau sind im Calancatal zwei weitere Niveaus zu beobachten: das *Giova-Niveau* und das *Prepianτό-Niveau*. Es sind beide im ganzen Tal gut entwickelt, das Prepianτό-Niveau im allgemeinen kräftiger. Diese beiden Niveaus würden also im Calancatal an die Stelle des Bedretto-Niveaus (abgekürzt Be-Niveau) treten.

Schon Lautensach (1912) deutet p. 56 einen doppelten Verlauf des Be-Talbodens an; er zählt auch in seinem Terrassenverzeichnis (p. 60 ff.) aus verschiedenen Tälern (nicht aber aus dem Calancatal) Zwischenterrassen zwischen Be- und So-System auf. Ferner weist Annaheim (1946, p. 101) darauf hin, dass die Sobrio-Dorferrasse, die er zum Be-System rechnet, unter dem Be-Niveau liegt (daher wohl auch die abweichende Einordnung durch die beiden Autoren!), was er der spätern Umgestaltung zuschreibt.

Die beiden Niveaus stellen vikarierend die Trogshulter dar (z. T. finden wir auch das Sta. Maria-Niveau, im Talschluss das Scignan-Niveau in dieser Funktion).

Sehr oft hat man den Eindruck, besonders im Gebiet der Trogwände, dass die Verebnungen sehr stark heruntergeschliffen sind. Die Niveaus sind häufig durch so scharfe Gefällsbrüche voneinander getrennt, dass sie nicht den Habitus von reifen, einander ablösenden fluviatilen Zyklen darbieten, sondern auf kräftige glaziale Bearbeitung mit Verschärfung der Formen hindeuten. Viele Terrassen dürften hier im Ausmass der glazialen Eintiefung der Talsohle erniedrigt sein.

Es ist zum Beispiel nicht ausgeschlossen, dass der oberhalb Landarenca verlaufende Terrassenzug Lego — P. 1473 — Salsana und derjenige mit Landarenca selbst und der südlich anschliessenden Terrasse demselben, nämlich dem zweitjüngsten System angehören, dass aber der obere Teil pleistozän wenig beeinflusst wurde und jetzt dem Giova-Niveau angehört, der untere Teil jedoch vom Eisstrom tiefer geschliffen wurde und jetzt im Sta. Maria-Niveau liegt (vgl. Photo 10). Ähnliches wäre bei der Terrasse von Braggio zu vermuten, an der heute nicht weniger als drei verschiedene Niveaus teilhaben (vgl. Photo 11).

Annaheim (1946, p. 68 ff.) parallelisiert seine im Lugesane gefundenen Systeme mit denjenigen von Lautensach, wobei er die durch die Detailaufnahmen im Sottoceneri erhobenen Einzelsysteme zu Systemgruppen zusammenfasst, um sie mit den durch weitmaschigere und durch die stärkere Erosion erschwerten Untersuchungen im Sopraceneri gefundenen drei Systemen vergleichen zu können. Diese Parallelisation impliziert aber natürlich die Möglichkeit, die Systeme auch im Sopraceneri durch genauere Untersuchungen weiter zu differenzieren, wenn auch nicht unbedingt in gleicher Weise. Unter Verwendung der Tabelle von Annaheim (1946, p. 73) ergeben sich folgende Niveau-Abstände:

	Am oberen Langensee	Calancatal	
Pettanetto			Scignan-Niveau
	250—300 m	250—260 m	
			Prepianató-Niveau
Bedretto		210—220 m	
	350 m		Giova-Niveau
		200 m	
Pura			Sta. Maria-Niveau
Totalabstand	600—650 m	ca. 670 m	

Auf Grund der erwähnten Andeutungen aus andern Tälern ist zu vermuten, dass hier nicht eine dem Calancatal eigentümliche Aufspaltung des Bedretto-Systems vorliegt, sondern dass das Bedretto-System eventuell auch

in der Nachbarschaft durch die hier gefundenen zwei neuen Systeme ersetzt werden muss, ein Befund, der bisher mangels genügend detaillierter Untersuchungen und genügend genauer Kartengrundlagen verschleiert gewesen sein dürfte.

Das *Buseno-Niveau* wird zur Hauptsache dargestellt durch den *heutigen Talboden* der Calancasca von A. Alögnä bis Buseno (Vollform). Das System *passive* tritt demgemäss nur im untersten Talabschnitt auf. Das *Buseno-Niveau* stellt im wesentlichen die pleistozän erniedrigte präglaziale Entiefungseinheit dar. Die Lage der anstehenden heutigen Talsohle ist allerdings im allgemeinen nicht bekannt. Anstehend sind nur die das Tal querenden Riegel, wobei aber einzig bei demjenigen von Molina-Fontana, der die Mündungsschlucht einleitet und der heute die Staumauer des Calancasca-Werkes trägt, die Calancasca auf anstehendem Fels floss, bei den andern Riegeln sind wohl die Ufer anstehend, der Fluss fliesst jedoch auf Schutt. Zwischen den Riegeln müssen Wannen von unbekannter Tiefe liegen. Der Höhenunterschied zwischen dem präglazialen Niveau und der heutigen Talsohle gibt also das Minimum der pleistozänen Eintiefung an.

Die Tieferlegung des Talbodens um mindestens ca. 150 m kann durchaus dem Gletscher zugeschrieben werden, besonders, da nicht anzunehmen ist, dass interglaziale Steilen das Tal hinaufgewandert sind. Denn, da das Wasser kein rückläufiges Gefälle schaffen kann, ist für Wannen eine fluviale Anlage logischerweise ausgeschlossen, d. h. glaziale Eintiefung an diesen Stellen erwiesen. Es ist daher nicht einzusehen, wieso der Gletscher nicht auch in Talabschnitten ohne Vorarbeit des Wassers eingetieft haben sollte, in denen heute keine Wanne zu beobachten, sondern nur zu vermuten ist. Der Gedanke, dass das ganze mittlere Calancatal pleistozän um



Photo 11 Die Terrasse von Braggio

den angegebenen Betrag tiefergelegt wurde, trotzdem in der Mündungsstufe die Eiserosionsdifferenzen aus sämtlichen Eiszeiten hängen geblieben sind (siehe p. 30 f.), ist daher nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. Im mittleren Talabschnitt hätte sich somit die Arbeit des Flusses während der Interglazialzeiten und der Postglazialzeit darauf beschränkt, die durch das Eis geschaffenen Unregelmässigkeiten ganz oder teilweise wieder auszugleichen, stark gehindert durch Verschüttungen, die interglazial sicher ähnlich mächtig waren wie heute.

Das von Annaheim (1946, p. 124 f.) an die Stufe von Valbella geknüpfte, jedoch als fraglich bezeichnete Ende der Vollform des präglazialen System muss daher bis in die Gegend von Buseno hinunter verlegt werden, wobei allerdings das Präglazial zwischen A. Pertusio und Molina nicht mehr als eigentliche Vollform erhalten ist, sondern eben glazial bedeutend erniedrigt wurde. Das Calancatal passt infolgedessen nicht mehr in Annaheims (a. a. O.) Tabelle der der Rückschnittskoeffizienten hinein, ein Hinweis darauf, dass es kein Tal ist, das im gleichen Rang neben das Misox, das Bleniotal und andere grosse Täler des Sopraceneri gestellt werden kann, sondern dass es ein Nebental von geringerem Rang darstellt, in das die quartäre fluviatile Erosion noch nicht wesentlich eingedrungen ist.

Vergleichsweise sei erwähnt, dass Annaheim (1946) p. 101 eine deutliche Doppelung des Pu-Systems im Tessintal mit ca. 100 m tiefer liegenden Leisten anführt. Auch hier ist glaziale Abschleifung die naheliegende Erklärung.

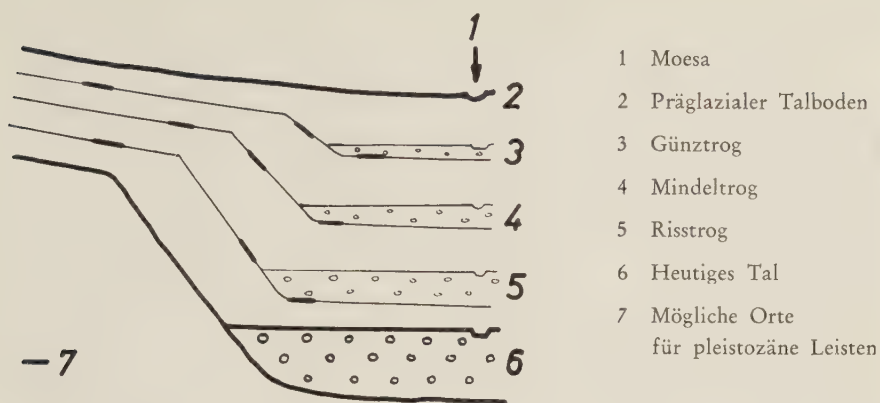
Die Terrasse von Castaneda selbst macht übrigens einen sehr eigenartigen Eindruck. Verhältnismässig gross liegt sie in einer Art Bucht zu unterst in der Mündungsschlucht, heute ohne nennenswertes Gewässer. Ich möchte annehmen, dass sie ihre Formung durch den Moesagletscher erhalten hat, der mit seiner rechten Partie über den Sporn von Sta. Maria floss und die darunter liegende, fluviatil angelegte Terrasse sozusagen glazial auskolkte. Andererseits drängt sich (besonders bei der Betrachtung im Stereoskop) die Vermutung auf, die ganze Terrasse könnte gar nicht anstehend, sondern abgesackt sein, eine Vermutung allerdings, für die sich in den geologischen Detailarbeiten absolut keine Andeutung findet. Die starke Bedeckung mit Lockermaterial dürfte einen Beweis für die eine oder andere Auffassung kaum finden lassen.

Unter und über dem Buseno-Niveau finden sich weitere Leisten von geringerer Ausdehnung, die sich nicht einordnen lassen, von denen man aber sagen kann, dass sie pleistozänen Alters sind und zwar sowohl in ihrer Anlage als auch in ihrer Ausgestaltung. Sie können als Reste der einzelnen Entwicklungsstufen des heutigen Taltrogs aufgefasst werden (Figur 5).

3. DIE TALBIEGUNG BEI BUSENO

Im sonst schön gerade und ziemlich genau nordsüd verlaufenden Tal fällt dem Betrachter der Karte sofort das merkwürdige, fast kreisbogenförmige Endstück auf, das zum Schluss nicht etwa, wie es Nebentäler im allgemeinen tun, zum Lauf der Moesa einbiegt, sondern sich diesem geradezu entgegengestellt. Gibt es dafür eine Erklärung?

Figur 5 PLEISTOZÄNE LEISTEN (Schema)



Die alten Talböden erweisen, dass das Tal noch im Giova-Niveau direkt nach Süden entwässerte, während Verflachungen des Sta. Maria-Niveaus bereits in der Mündungsschlucht festzustellen sind. Die Abbiegung gegen Osten ist vermutlich dadurch entstanden, dass ein bei Grono von Nordwesten herabkommender Bach rückwärts einschnitt und die Calancasca anzapfte. Diese Richtung, die noch in der Tièda genannten Schluchstrecke erhalten ist, findet ihre Fortsetzung im Val Grono. Sie tritt auch in der V. Traversagna wieder auf und ist eventuell strukturell bedingt.

Annaheim (1946, pp. 112/113) wies schon auf diesen merkwürdigen Mündungsverlauf hin und brachte ihn mit der mittelplozänen Talverschüttung in Beziehung.

4. DIE GEFÄLLSVERHÄLTNISSE

Es sollen nun noch die Lagebeziehungen der alten Systeme untereinander etwas näher untersucht werden. Hierzu sei auf die Tabelle 5, Seite 42, verwiesen.

Annaheim (1946, p. 113 ff.) stellte in den untern Teilen der nordsüd verlaufenden Täler eine Versteilung der pliozänen Systeme gegenüber der rezenten Talsohle von etwa 8—14 ‰ fest. Dabei ist zu beachten, dass es sich meist um aufgeschotterte Talabschnitte handelt, in denen der Fluss heute mäandriert. Sein Gefälle entspricht also demjenigen eines reifen Tales, es ist vergleichbar mit dem Gefälle der ebenfalls als reif anzunehmenden pliozänen Täler. Die Versteilung ist daher der Hebung des Alpeninnern gegenüber dem Alpenrand gleichzusetzen.

Wie sind nun die Verhältnisse im Calancatal? Das heutige Gefälle der Strecke Rossa—Buseno, die, von Akkumulationssteilen abgesehen, ungestuft ist, beträgt 34 ‰. Dies und der Habitus des Tales passen nicht zu einem reifen Tal. Das heutige Gefälle der alten Systeme von ca. 30 ‰ auf der gleichen Strecke kann daher nicht das Gefälle zur Zeit ihrer Aktivität gewesen sein. Es muss also auf eine Versteilung geschlossen werden, die aber allein aus dieser Ueberlegung heraus in ihrem zahlenmässigen Ausmass nicht angegeben werden kann. Nun finden wir heute die flachsten, aufge-



Photo 12 Blick von Nordwesten auf die Flachspornntreppe Giova - Prepianió. Im Hintergrund sind noch schwach die Mündungen der auf der andern Seite des Misox liegenden V. Grono und V. Traversagna zu erkennen, die die gleiche Richtung aufweisen wie der heutige Talausgang des Calancatales.

schotterten Strecken hinter den Bergstürzen von Valbella (24 ‰) und Cauco (12 ‰). Vergleichen wir diese Werte mit denjenigen der pliozänen Systeme an diesen Stellen (rund 50—60 ‰, bzw. rund 30 ‰), so ergeben sich Versteilungen von ca. 30 ‰ im hintern und von 18 ‰ im mittleren Calancatal. Der letztere Wert entspricht dem von Annaheim für das untere Misox gefundenen von 14 ‰ ziemlich genau, wenn man berücksichtigt, dass es sich hier um eine Strecke handelt, die erstens etwas südlicher liegt und zweitens ziemlich von der Nordsüdrichtung abweicht. Diese Übereinstimmung ist übrigens wieder ein Hinweis auf die Richtigkeit der Systemrekonstruktion.

Die im hintern Talteil fast doppelt so grosse Versteilung könnte darauf hinweisen, dass nicht eine starre Kippung vorliegt, sondern eine Aufbiegung. Es ist aber wohl zu beachten, dass dieser Schluss, wie auch der folgende auf sehr wenig tragfähigem Fundament ruht.

Sehr interessant wäre es, wenn eine zeitliche Festlegung dieser Aufbiegung gelingen könnte. Das Gefälle nimmt hinter Rossa und besonders hinter Valbella von den höhern zu den tiefern Systemen stark zu. Dies hängt damit zusammen, dass die Systeme gegen den Talschluss einem gemeinsamen höchsten Punkt zustreben. Diese Tatsache hat also mit Versteilungen nichts zu tun. Im untern Talteil (Rossa-Moesa) ist das Gefälle aller Systeme mehr oder weniger gleich, was darauf hinweisen würde, dass die Versteilung erst nach der Ausbildung des präglazialen Systems eintrat.

E. ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT ÜBER DIE MORPHOGENESE DES CALANCATALES

Die *älteste Anlage* des Calancatales liegt im Dunkeln. Es ist nicht zu vergessen, dass oberhalb der höchsten Gipfel ein 10 000, 20 000 oder noch mehr Meter mächtiges Gebirge abgetragen worden ist, dass also die Uranlage des Tales und vermutlich der Grossteil seiner bisherigen Existenz sich in geologischen Schichten abspielte, von denen heute im Tal keine Spur mehr zu finden ist.

Einiges lässt sich aber doch noch ablesen. So ist das Tal ein Isoklinaltal in bezug auf das Axialgefälle. Nach den Tafeln, die R. Staub (1934) entwarf, liegt das Tal zwischen der Landwassermulde im Norden und der Engadinermulde im Süden. Der Deckenscheitel, der den untern Talteil quert, hätte nach diesem Autor die primäre Hauptwasserscheide gebildet, das hintere Tal wäre also vorerst nach Norden zum Rhein entwässert worden. Vermutlich dachte Staub dabei an die Passetti-Furche. Das südliche Entwässerungssystem der Engadinermulde hätte dann später (Miozän ?) nach Norden gegriffen und die heutige Entwässerungsrichtung auch für den Nordteil des Tales festgelegt. Als Anzeichen für seine Auffassung erwähnt Staub die Tatsache, dass sich mehrere Seitentälchen in ihren obersten Teilen eher nach Norden als nach Süden wenden. In unserem Gebiet zeigen Remolascotälchen, oberste Valle Larsgè, A. Piöv di dentro, A. Piöv di fuori, R. d'Aion diese Tendenz.

Frühe Eintiefungseinheiten haben ihre Spuren an der *Gipfelflur* und ihrer Abtreppung zurückgelassen. Eine solche ist auch durch die Gipfel des Calancatales sehr schön angedeutet, doch verbietet es die dem Begriff der Gipfelflur innewohnende Idee von der Weiträumigkeit in unserm kleinen Tal hier irgendwie in die Details zu gehen.

Sichere Ergebnisse über die alte Formentwicklung unseres Untersuchungsgebietes liefern erst die beobachteten alten Verflachungen und die aus ihnen rekonstruierten alten *Talbodenniveaus*. Sie lassen auf eine stufenweise Ausräumung des heutigen Talraumes im Pliozän schliessen.

Die von Heydweiller (1918) vorgebrachten Einwände gegen die Existenz alter Talböden mussten nach eingehender Diskussion im wesentlichen abgelehnt werden. Indessen konnte die von Lautensach (1912) erkannte Mehrphasigkeit der fluviatilen Entwicklung des Tessingebietes für das Calancatal zur Hauptsache bestätigt werden. Allerdings ergab die eingehende Untersuchung eine erweiterte Differenzierung, die schon von Lautensach selbst angedeutet wurde. Das Be-Niveau wurde durch zwei Niveaus ersetzt.

Die Tabelle 6 (p. 52) fasst die gefundenen Ergebnisse zusammen.

Die endgültige Umgestaltung zur heutigen Landschaftsform fand, von den seither noch eingetretenen geringen Retouches abgesehen, im *Eiszeitalter* statt.

Von einem bis zu 1000 m mächtigen Eisstrom durchflossen, wurde das Tal schrittweise vertieft und ausgeweitet. Die glaziale Eintiefung der Talsohle kann zu etwa 100 m im hintern Talteil und auf etwa 200 m im vordern Talabschnitt veranschlagt werden. Nicht viel geringer dürfte stellenweise

<i>Niveau</i>	<i>Interpretation</i>	<i>Lautensach / Annabeim</i>
(Höchste Verflachungen)	älteste beobachtete Reste, nicht verknüpfbar	
Pian di Mem-Niveau	meist Reste des fünftjüngsten Systems	
Scignan-Niveau	meist Reste des viertjüngsten Systems	Pe
Prepianió-Niveau	meist Reste des drittjüngsten Systems	Be
Giova-Niveau	meist Reste des zweitjüngsten Systems	
Sta. Maria-Niveau	jüngstes (präglaziales) System (glazial wenig beeinflusst)	So / Pu
Buseno-Niveau	zur Hauptsache heutiger Tal- boden (glazial stark ausge- schürftes präglaziales System)	
(tiefste Leisten)	Trogreste (nicht verknüpfbar)	

die Abschleifung der untern Gehänge und Terrassen gewesen sein. Sie wirkte sich natürlich sowohl nach unten als auch nach der Seite aus. Gegen oben hin nimmt der glaziale Abtrag immer mehr ab, um in der Zone der Schliffgrenzen ganz zu verschwinden, sofern das Gehänge nicht von einem der sehr zahlreichen Kargletscher bearbeitet wurde, die den über den Gletscherströmen liegenden Gebirgstteilen die charakteristische und abwechslungsreiche Gestaltung gaben.

Die Eiserosion arbeitet unberechenbar, d. h. sie ist nicht etwa nur von verhältnismässig leicht bestimmbar Faktoren wie etwa Eismächtigkeit und Fliessgeschwindigkeit abhängig. Vielmehr wären die Strömungsgesetze zu berücksichtigen. Diesen entsprechend, strebt die Felsoberfläche unter dem fliessenden Eis Formen zu, die der Grenzfläche zwischen zwei sich gegeneinander bewegend Medien (hier Fels und Eis) adäquat ist, nämlich welligen Formen wie Riegeln, Wannen und Rundhöckern. Diese Unberechenbarkeit der glazialen Formung macht es so schwierig, den Betrag der Eiserosion an einer bestimmten Stelle abzuschätzen und auf die Neigung einer Fläche vor der Eiszeit zu schliessen, was die Rekonstruktion der alten Eintiefungssysteme so ungeheuer erschwert.

Die glazialen Erosionsformen sind dem interglazial und postglazial wieder einsetzenden fluviatilen Regime artfremd und beginnen von diesem in den *jüngsten Formelementen* (Schluchten, Alluvionen) wieder zerstört, resp. verhüllt zu werden.

Der Trog, das eindrucklichste Element der glazialen Uebertiefung, ist statisch auf das ihn ausfüllende Eis eingestellt. Das Abschmelzen des Glet-

schers stellt daher die Standfestigkeit der übersteilten Hänge auf eine harte Probe. Wegen des östlichen Schichtfallens ist besonders der rechte Talhang stark gelockert, wovon die zahlreichen Bergstürze zeugen.

Das Calancatal zeigt uns das Bild einer in ihrer Uranlage dunkeln, in den Grossformen vom Untergrund weitgehend unabhängigen, in ihren Kleinformen aber von diesem stark beeinflussten Tallandschaft, die einen glazial kräftig modellierten fluviatilen Stockwerkbau pliozänen Alters erkennen lässt und in ihrer jüngsten Entwicklung wieder eine durch die glaziale Uebertiefung eingeleitete fluviatile Umgestaltung erfährt.

LITERATURVERZEICHNIS

Annaheim, H. (1945/6): Ueber die Entstehung der Kare. *Leben und Umwelt* 2, p. 177—182.

Annaheim, H. (1946): Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. *Geogr. Helv.* I, p. 65—149.

Annaheim, H. (1953): Ueber Wege und Methoden der geomorphologischen Erforschung des Tessins. *Boll. della Soc. Tic. di Science Nat.*, p. 47—66.

Annaheim, H. (1956): Zur Frage der geomorphologischen Kartierung. *Pet. Geogr. Mitt.*, p. 315—319.

Annaheim, H. (1958): Morphologische Dynamik des bündnerischen Rheingebiets. *Geogr. Helv.* XIII, p. 281—287.

Bertossa, A. (1937): *Storia della Calanca*, Poschiavo.

Bodmer, A. (1880): Terrassen und Thalstufen der Schweiz, ein Beitrag zur Erklärung der Thalbildung. *Diss. Zürich.*

Bühler, Alfred (1928): *Das Meiental im Kanton Uri*. Bern.

Frischknecht, G. (1923): Geologie der östlichen Adula (mit Karte 1 : 50 000). *Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz*, N. F. 51, p. 65—94.

Gerber, Ed. (1956): Das Längsprofil der Alpentäler. *Geogr. Helv.* XI, p. 160—215.

Gesellschaft, Schweizerische Geomorphologische (1947): *Legende zur morphologischen Spezialkarte der Schweizeralpen*. Heliographiert.

Gygax, F. (1934/5): Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca. *Schweizer Geograph* 11, p. 116—142, 168—187; 12, p. 11—45.

Heim, Albert (1932): Bergsturz und Menschenleben. *Beiblatt zur Vierteljahresschrift der Natf. Ges. in Zürich.*

Helbling, Ernst (1952): Morphologie des Sernftales. *Geogr. Helv.* VII, p. 89—140.

Heydweiller, E. (1918): Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. *Ecl. Geol. Helv.* 15, p. 149—296.

Jäckli, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). *Ecl. Geol. Helv.* 44, p. 332—337.

Jäckli, Heinrich (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz; Geotechn. Serie, L.* 36.

Jegerlehner, J. (1902): Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Geol. Beitr. z. Geoph.* 5, p. 486 ff.

Klebelberg, R. von (1948/9): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien.

Kündig, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *Diss. Zürich.*

Lautensach, H. (1912): Die Uebertiefung des Tessingebiets. *Penck's Geogr. Abhandlungen*, Leipzig und Berlin.

Maull, Otto (1938): *Geomorphologie. Enzyklopädie der Erdkunde*, Leipzig und Wien.

- Moser, Samuel (1958): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Basel, Bd. X, p. 1—98.
- Rathjens, C. (1954): Das Problem der Gliederung des Eiszeitalters in physisch-geographischer Sicht. Münchner Geographische Hefte 6.
- Seiffert, R. (1953): Die Vergletscherung des Calancatales. Boll. della Soc. Tic. di Science Naturali, p. 103—114.
- Sölch, J. (1935): Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetzal und St. Gotthard. Peterm. Mitt. Erg. h. 219/20.
- Staub, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges. Bd. LXIX, Abh. 1.
- Strasser, E. (1928): Geologie der Pizzo di Claro-Torrone-Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental. Diss. Zürich.
- Wasserverhältnisse der Schweiz (1913): Tessingebiet, Flächeninhalte, 1. Teil.

Résumé

Les recherches faites l'ont surtout été dans le but d'établir un relevé détaillé et aussi complet que possible d'une vallée alpine. Le résultat de cette étude se trouve consigné dans les profils qui l'accompagnent et tout particulièrement sur la carte de base au 1 : 25 000. Le texte vient interpréter et compléter les données graphiques et il tente aussi de donner, à côté de l'analyse des formes, une morphogénèse. Cette morphogénèse ne saurait naturellement, du fait même de l'exigüité du territoire étudié, avoir une très grande portée.

Les cartes et les profils ont été établis d'après les levées photogrammétriques originales du Service topographique fédéral. Les relevés ont été pris à l'échelle de 1 : 10 000.

Le Val Calanca, une vallée latérale du Misox d'une superficie de 142 km², est taillé dans le gneiss de la couverture pennine. Ses pentes abruptes et son climat subméditerranéen sont cause que les phénomènes d'abrasion s'y montrent d'une intensité particulière. Ainsi ce sont des formes jeunes du pleistocène qui donnent à la vallée son aspect: éboulements, gorges profondes, de même que les nombreuses formes de l'érosion glaciaire. Des moraines on ne reconnaît clairement et on ne peut déterminer que les murailles les plus récentes (bon nombre d'entre elles se révèlent être dédoublées), tandis que les plus anciennes ont été passablement détruites par l'érosion. La masse de Valbella joue un rôle particulièrement important; on peut reconnaître en elle un éboulement et, considérée sous cet angle, elle fournira la solution de différents problèmes.

La formation de la vallée est cependant, dans son ensemble, plus ancienne. Les pentes laissent voir clairement des terrasses. Ces terrasses ont été jusqu'ici considérées soit comme des terrasses stratifiées (Heydweiller), soit comme la sole d'anciennes vallées (Lautensach). Un recours aux données topographiques les plus précises, la mise en œuvre de tous les autres moyens techniques disponibles (p. ex. de prises de vues stéréographiques), une méthode raffinée de construction pour les profils transversaux ou longitudinaux et une analyse très poussée des arguments évoqués de part et d'autre ont permis de prouver que les aplatissements sont sans doute, dans le détail de leur relief et dans leurs formes moyennes, fortement marqués par le mouvement des couches, mais qu'ils montrent dans l'ensemble et à leur place respective l'indépendance de la structure.

La reconstruction permet de reconnaître pour la vallée cinq anciens niveaux, qui portent chacun le nom d'une localité située dans la partie inférieure de la vallée et qu'on peut mettre en parallèle avec les systèmes de vallées connus jusqu'ici. De plus il se produit un dédoublement du niveau de Bedretto.

(Traduction de S. L. Gloor)

CURRICULUM VITAE

Ich, René Albert Seiffert, wurde in Basel am 26. Dezember 1918 geboren, als Sohn des Albert Seiffert von Binningen und der Elisabeth geb. Rein. Mein Vater ist Malermeister in Liestal.

Meine Vorbildung erhielt ich an der Bezirksschule in Liestal von 1931 bis 1934 und am Realgymnasium Basel von 1934—1937, wo ich im Frühjahr 1937 die Maturität bestand.

Darauf immatrikulierte ich mich von 1937—1950 an der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel, wo ich Vorlesungen und Uebungen der Herren Professoren H. Annaheim, P. Buchner, A. Buxtorf, J. Cadisch, R. Flatt, H. Gschwind, A. Hagenbach, P. Häberlin, H. Hediger, P. Huber, F. Jaeger, R. Laur, E. Miescher, A. Ostrowski, A. Portmann, G. Senn, F. Speiser, O. Spiess, L. Vonderschmitt, P. Vosseler, M. Wehrli und H. Zickendraht belegte.

Nachdem ich im Frühjahr 1941 das Mittellehrerpatent in den Fächern Mathematik, Physik und Geographie erworben hatte, begann ich 1942 neben der Berufsarbeit als Lehrer an der Frauenarbeitsschule Basel die vorliegende Dissertation unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. P. Vosseler.

